

Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe
(oberes Jura-System)
der Nordschweiz
und des süddeutschen Grenzgebietes

Mit 11 Textfiguren, 9 Tabellen, 13 Phototafeln und 6 Tafelbeilagen

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

der

Universität Zürich

von

Reinhart Adolf Gygi

aus Aarau und Kappelen BE

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

1969



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507221_0094

Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes

Mit 11 Textfiguren, 9 Tabellen, 13 Phototafeln und 6 Tafelbeilagen

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

der

Universität Zürich

von

Reinhart Adolf Gysi

aus Aarau und Kappelen BE

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

1969



Separatdruck aus:

Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz

Neue Folge, 136. Lieferung, 1969

herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission

Vorwort der Geologischen Kommission

Im November 1967 reichte Herr Reinhart A. Gygi das Manuskript seiner Dissertation «Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes» ein und ersuchte die Geologische Kommission, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Die Grundlage zur vorliegenden Arbeit bilden zahlreiche, detailliert aufgenommene Schichtprofile, die der Autor im Gebiet zwischen der Donau (Möhringen) und dem Solothurner Jura (Hasenmatt) gesammelt hat. Die Abschnitte «Oxfordien», «Argovien» und «Séquanien» – wie sie bis anhin von den meisten Schweizer Jurageologen verwendet wurden – fasst Dr. Gygi gemäss neuzeitlicher internationaler Übereinkunft als Oxford-Stufe zusammen. Er hat sich die Aufgabe gestellt, mittels umfassender bio- und lithostratigraphischer Untersuchungen die Schichtglieder innerhalb des genannten Gebietes zu korrelieren. Diese Arbeit trägt somit wesentlich dazu bei, eine bestehende Lücke zu füllen: Wohl existieren für den süddeutschen Raum moderne bio- und lithostratigraphische Untersuchungen, aber für den Übergangsbereich der ammonitenreichen schwäbischen Fazies mit ihren Schwammbiohermen zur keltischen Seichtwasserfazies des Weissensteingebietes sind seit Ende des letzten Jahrhunderts kaum mehr nennenswerte stratigraphische Studien betrieben worden. Der Autor rundet seine Arbeit mit einem paläogeographischen Überblick ab. Die Beschreibung und die Untersuchungsergebnisse der reichen oberjurassischen Perisphinctiden-Fauna sind einer späteren Publikation vorbehalten.

Diese Dissertation bildet eine wertvolle Grundlage für weitere Diskussionen und wird auch bei künftigen geologischen Kartierungen im betreffenden Gebiet nicht übergangen werden können.

Die Geologische Kommission betrachtet die Arbeit in diesem Sinne als Beitrag zur geologischen Landesaufnahme und hat in ihrer Sitzung vom 2. Dezember 1967 beschlossen, diese sorgfältige Dissertation, die unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy entstanden ist, in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Eine Verzögerung der Drucklegung ergab sich wegen der Vornahme gewisser redaktioneller Änderungen.

Der Autor wird an die hohen Druckkosten einen wesentlichen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit befindet sich bis auf weiteres im Naturhistorischen Museum Basel.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im Oktober 1968.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. Vonderschmitt

Abstract ¹

A detailed litho-, bio- and chronostratigraphic description is given of the Oxfordian stage (Upper Jurassic) of the Jura Mountains in Northern Switzerland and adjacent Germany.

Carbonate sedimentology has been worked out by thin section study, x-ray, microprobe, electron microscope and some chemical analyses, with emphasis on micritic limestones.

A direct correlation of the paleontological zones *plicatilis* and *pseudocordata* of England with *transversarium* and *planula* of Northern Switzerland has been made.

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit ist auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. R. Trümpy, entstanden. Ihm schulde ich grossen Dank für die Zuweisung eines interessanten Untersuchungsobjektes, für sein stetes Interesse am Fortschreiten der Arbeiten und für seine wertvollen Ratschläge.

Die Feldaufnahmen wurden im April 1962 begonnen und Ende August 1963 abgeschlossen. Spätere, ergänzende Feldbegehungen dienten vor allem der weiteren Ausbeutung von wichtigen Fossilfundstellen und der Kontrolle von Leithorizonten. Die Auswertung der Feldaufnahmen erfolgte am Geologischen Institut der ETH, Zürich.

Zu meinen Untersuchungen haben viele beigetragen. Zu besonderem Dank bin ich den Herren Professoren Dr. B. Ziegler (Berlin) und Dr. E. Flügel (Darmstadt) sowie Herrn Dr. A. Zeiss (Erlangen) verpflichtet. B. Ziegler hat mich in die Stratigraphie des süddeutschen Malm eingeführt sowie die Glochiceraten und einen Teil der Taramelliceraten bestimmt. A. Zeiss bearbeitete die Hecticoceraten. Den Herren Professoren Dr. E. Kuhn-Schnyder und Dr. R. Hantke verdanke ich wertvolle Ratschläge zur Abfassung des Manuskriptes. Herr Dr. H. U. Nissen war stets zu interessanten Diskussionen und Hilfe in mineralogischen Fragen bereit. Herr R. Gubser und Dr. V. Köppel machten die Aufnahmen mit der Mikro-Elektronensonde. Herrn Dr. J. Robinson von der Technischen Stelle Holderbank verdanke ich die Röntgenaufnahmen mit dem Diffraktometer und den Herren Dr. P. Brunner und D. Birchmeier elektronenmikroskopische Präparate und einen Teil der Aufnahmen mit dem Elektronenmikroskop. Herr Dr. F. Becker, Angehöriger derselben Firma, besorgte einige chemische Analysen. Folgenden Firmen verdanke ich grosszügige Unterstützung bei der Aufnahme ihrer Steinbrüche: Hunziker & Cie. AG, Olten, Jura-Cementfabriken, Wildegg, und Schweizerische Sodafabrik, Zurzach.

Herr J. Neher, Zürich, machte mich auf Mikroorganismen in Gesteinen aufmerksam. Meine lieben Kollegen J. Dozza, P. Käch, T. Kempf, M. Kobel, H. Richter, Y. Tatar und C. Wyss unterstützten mich durch Hilfeleistungen und anregende Diskussionen im Feld und am Institut. R. Heusser besorgte mit grossem Einsatz die Reinzeichnung der Abbildungen und einen Teil der Reinschrift.

¹ Eine ausführlichere Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse findet sich auf S. 14.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission.....	3	B. Gesteinstypen.....	26
Abstract	4	I. Vorbemerkungen zur Klassifikation	26
Vorwort des Verfassers	4	II. Kalksteine	26
Inhaltsverzeichnis	5	1. Rasen- und Riffkalke	26
Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln.....	7	a) Koralligene Kalksteine.....	27
Verzeichnis der Abkürzungen im Text	7	α . Korallenrasenkalk vom Gschlif	27
Verzeichnis der Detailprofile	8	β . Korallen/Hydrozoen-Riffkalk vom Born	28
Einleitung	9	b) Spongiolithische Kalke	28
1. Zum Begriff Oxford-Stufe.....	9	α . Schwammrasenkalk von Baden.....	28
2. Geographischer Überblick	9	β . Schwammbiohermkalk von Mellikon..	29
3. Bisherige Untersuchungen.....	11	c) Algenkalke	30
4. Problemstellung und Arbeitsmethoden.....	13	α . Eisenschüssiger Algenkalk (?) vom	
5. Wichtigste Untersuchungsergebnisse	14	Berchenwald bei Dangstetten	30
1. Teil: Komponenten und Gesteinstypen		2. Kalkarenite	31
A. Gesteinskomponenten	16	a) Komponenten	31
I. Gesteinsbildende Mineralien.....	16	α . Ooide.....	31
1. Aragonit.....	16	β . Bahamide	31
2. Kalzit	16	γ . Kalkalgenknollen	33
a) organisch gebildeter Kalzit	16	δ . Detritische Kalkkörner der Lutit-	
b) anorganisch gebildeter Kalzit.....	16	Fraktion	34
3. Dolomit	16	ϵ . Fossilien	34
4. Siderit	17	ζ . Terrigenes Material.....	34
5. Coelestin	17	b) Gesteine	34
6. Tonmineralien	17	α . Oolithe	34
7. Glaukonit	18	β . Bahamite.....	36
8. Chamosit	19	γ . Mumienkalke	37
9. Glimmer.....	19	δ . Biokalkarenite	38
10. Quarz	20	3. Mikritische oder «dichte» Kalke.....	39
11. Feldspat	20	III. Mergel	42
12. Eisensulfide	20	IV. Sandige Karbonatgesteine	42
13. Anhydrit und Gips	20	V. Glaukonitgesteine	43
14. Schwermineralien und Erz	21	VI. Eisenoolithische Gesteine.....	45
15. Organisches Material	21	2. Teil: Lithostratigraphie	
II. Organogene Gesteinskomponenten	21	A. Einleitung	47
1. Foraminiferen	21	1. Grundsätzliches zur stratigraphischen Nomen-	
2. Schwämme	21	klatur	47
3. Hydrozoen und Korallen	22	2. Bemerkungen zu einigen Korrelationsmitteln	48
4. Bryozoen	22	a) Bankung.....	48
5. Brachiopoden	22	b) Karbonatgehalt	49
6. Serpuliden	22	c) Detritischer Quarz	49
7. Lamellibranchiaten	22	d) Schwermineralien	49
8. Gastropoden	23	e) Dolomit	49
9. Cephalopoden	23	f) Glaukonit	50
10. Crustaceen	23	g) Sedimentationszyklen.....	50
11. Echinodermen	24	h) Fossilien	50
12. Wirbeltiere	24	3. Gliederung des Untersuchungsgebietes und	
13. Coccolithophoriden	24	der Schichtfolgen	51
14. Dinoflagellaten	25	B. Gebiet Donau-Randen-Klettgau	51
15. Algen	25	I. Profil	51
16. Pilze	26	1. Profil 87, Eichberg	51
17. Holz und andere Pflanzenreste	26	2. Profil 76, Hornbuck	52

Verzeichnis der zitierten Literatur und Karten 118

Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln

Textfiguren

	Seite
Fig. 1 Herkunft der auf Coccolithen untersuchten Proben	24
Fig. 2 Aufschluss in den Hornbuck-Schichten am Nordabhang des Hornbuck bei Griessen (Baden)	53
Fig. 3 Ansicht des Gschlif oberhalb von Günsberg	79
Fig. 4 Blick von der Wannenflue nach NNE: Chluser Roggen, Balsthal, Innere Klus.	84
Fig. 5 Vertikale Verbreitung von <i>Idoceras planula</i> (HEHL)	99
Fig. 6 Fazieskarte der Birmenstorfer und Liesberg-Schichten	106
Fig. 7 Fazieskarte der obersten Effinger Schichten und der Geissberg-Schichten	108
Fig. 8 Fazieskarte der unteren Günsberger Schichten, der Crenularis- und der Hornbuck-Schichten	109
Fig. 9 Fazieskarte der oberen Günsberger Schichten, der Wangener und Küssaburg-Schichten	111
Fig. 10 Fazieskarte der Hauptmumienbank und der Knollen-Schicht	113
Fig. 11 Fazieskarte der Holzflue-, Letzi- und Wangenthal-Schichten	114

Tabellen

Tab. 1 Die Oxford-Stufe im Juragebirge von 1848 bis heute	10
Tab. 2 Fauna der Schicht 80/7, Siblingen	88
Tab. 3 Fauna der Hornbuck-Schichten vom Churz Tal, Siblingen (Profil 82)	89
Tab. 4 Fauna der Schicht 32/3, Schellenbrücke	90
Tab. 5 Fauna der Birmenstorfer Schichten im Eisengraben (Profil 60)	91
Tab. 6 Fauna der Crenularis-Schichten von Mellikon (Profil 70)	92
Tab. 7 Fauna der unteren Badener Schichten von Mellikon (Profil 70)	93
Tab. 8 Vertikale Verbreitung der wichtigsten Ammonitenarten des Untersuchungsgebietes	103
Tab. 9 Korrelationsschema für die Oxford-Stufe der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes	104

Tafeln

Taf. I–XIII Phototafeln	
Taf. XIV Situation der Detailprofile (Solothurner und Aargauer Jura)	
Taf. XV Situation der Detailprofile (Gebiet Donau–Randen–Klettgau)	
Taf. XVI Stratigraphische Detailprofile im Klettgau und Randen	
Taf. XVII Stratigraphische Detailprofile im Aargauer Jura	
Taf. XVIII Stratigraphische Detailprofile im Solothurner Jura	
Taf. XIX Sammelprofile der Oxford-Stufe	

Verzeichnis der Abkürzungen im Text

AS = Anschliff
 EAS = Erzanschliff
 DS = Dünnschliff

LM = Lichtmikroskop
 EM = Elektronenmikroskop
 70/17 = Profil 70, Schicht 17

Verzeichnis der Detailprofile

(Vgl. Taf. XIV und XV)

Profile, die in dieser Arbeit im Detail beschrieben und abgebildet werden, sind mit den entsprechenden Seiten- und Tafelhinweisen versehen. Die Tracen der übrigen Profile sind in den Sammelprofilen der Taf. XIX eingetragen.

Die Koordinaten beziehen sich auf den Profil-Fusspunkt.

Profil Nr.	Koordinaten	Profil Nr.	Koordinaten
1 Vordere Wasserfallen	619.750/247.000	48 Martinsberg	664.900/259.380
2 Strassentunnel Wasserfallen	619.960/247.500	49 Strassentunnel Stein	665.400/258.450
3 Schlucht S Genneten	619.830/245.300	50 Landvogteischloss	665.780/258.420
4 Brocheni Flue	622.030/247.590	51 Zementsteinbruch Oberehrendingen ...	669.070/260.070
5 Steinbruch Gänsbrunnen	602.070/234.910	52 Lägeren (Burghorn)	669.680/259.330
6 Durchbruch S vom Harzergraben	605.550/237.490	53 Ruine Altlägeren	672.070/259.480
7 Obere Wolfsschlucht	608.190/238.120	54 Steinbruch NE von Regensberg	675.700/259.780
8 Mausteren	616.300/242.050	55 Grund	651.830/255.700
9 Steinibachtobel (S. 76; Taf. XVIII)	619.370/241.350	56 Steinbruch Station Effingen	650.190/258.190
10 Strassenkurve S vom Lochhus	624.880/243.190	57 Steinbruch Hundruggen	650.950/258.650
11 Westwand der Hasenmatt	600.700/232.180	58 Steinbruch Bözbergstrasse	651.400/259.540
12 Rüschraben	602.100/233.680	59 Wallbach	653.800/257.270
13 Durchbruch E vom Nesselboden	605.550/232.720	60 Eisengraben (S. 59; Taf. XVII)	651.560/264.080
14 Gschlif (S. 78; Fig. 3; Taf. XVIII)	609.540/235.380	61 Steinbruch N von Lauffohr	659.730/261.950
15 Horngraben	613.120/236.780	62 Schrannehopf (S. 61; Taf. XVII)	657.680/264.020
16 Steinbruch «von Roll», Klus	619.030/239.370	63 Anriss W von Villigen	658.050/264.240
17 Pt. 702 W vom Chluser Roggen	619.830/239.280	64 Mandacher Höhe	656.650/265.880
18 Mühlbachtobel	623.700/241.320	65 Zementsteinbruch Würenlingen	661.270/264.080
19 Flüeloch	626.600/241.700	66 Unterendingen	664.800/266.630
20 Strassenkurve S von Allerheiligen	628.440/244.150	67 Strassenanschnitt SW von Zurzach ...	663.200/269.980
21 Steinbruch Born, (S. 75; Taf. XVIII)	633.900/242.280	68 Im Berg bei Rekingen	665.500/268.500
22 Olten, Hauptbahnhof	635.550/244.980	69 Bistig	666.280/268.160
23 Brücke Winznau-Olten	636.480/246.500	70 Steinbruch Mellikon (S. 92; Taf. XVII)	668.330/268.730
24 Säilflue	635.910/243.050	71 Alter Steinbruch der Sodafabrik	669.280/268.700
25 Heidenloch	636.880/242.000	72 Mösern	668.450/269.840
26 Niedergösgen	641.620/246.970	73 Berchenwald	666.500/272.750
27 Friedhof Schönenwerd	643.200/247.100	74 Steiggraben	670.480/273.080
28 Halden E von Schönenwerd	643.700/247.660	75 Weganschnitt an der Egg	671.550/273.450
29 Roggenhauser Täli	644.530/247.930	76 Hornbuck (S. 52; Fig. 2)	675.650/276.100
30 Aarau	645.760/249.340	77 Bachtobel (S. 53; Taf. XVI)	677.430/276.860
31 Zurlinden-Steinbruch, Rombach	646.550/251.000	78 Mülitobel (S. 54; Taf. XVI)	679.125/277.450
32 Schellenbrücke (S. 90; Taf. XVII)	646.450/252.880	79 Tengibuck	682.470/281.100
33 Steinbruch E von Biberstein	649.230/251.760	80 Siblinger Schlossranden (S. 88; Taf. XVI)	682.000/286.160
34 Steinbruch beim Schwimmbad Auenstein	651.660/251.680	81 Lang Randen	680.980/287.240
35 Halden	652.140/252.760	82 Steimürlichopf (S. 57; Taf. XVI)	682.130/287.060
36 Steinbruch Fahr	653.550/251.880	83 Summerhalde (S. 98; Taf. XVI)	688.080/286.340
37 Steinbruch Jakobsberg (S. 60; Taf. XVII)	653.900/252.400	84 Hemmenthal	686.450/287.830
38 Bachtobel am Gupf	655.330/254.800	85 Im wissen Risen	684.300/291.600
39 Chestenberg	656.230/253.490	86 Oberbargen	685.700/294.580
40 Steinbruch Scherzberg	655.770/255.230	87 Eichberg (S. 51; Taf. XVI)	680.230/300.430
41 Schloss Brunegg	658.470/252.720	88 Erzgrube Stoberg	684.240/300.210
42 Steinbruch Guggerhübel	658.000/256.000	89 Schächer	3.468.500/5.305.600
43 Schämbelen	659.370/256.720	90 Station Leipferdingen	3.474.450/5.303.700
44 Steinbruch am Ostende des Eiteberg ..	660.100/256.340	91 Immendingen	3.480.500/5.310.650
45 Steinbruch Oberhard	662.000/257.220	92 Möhringen	3.483.100/5.313.650
46 Steinbruch Hundsbuck	664.670/258.220	93 Eisenbergwerk Herznach	ca. 645.250/258.550
47 Nationalbahneinschnitt (S. 70, S. 73; Taf. XVII)	664.750/258.050		

Einleitung

1. Zum Begriff Oxford-Stufe (vgl. Tab. 1)

A. D'ORBIGNY, der 1844 erstmals von einem «*étage oxfordien*» sprach, indem er einen Begriff von BRONGNIART (1829) aufnahm, verstand 1852 darunter die Zonen der *Ammonites cordatus* und *canaliculatus*. Er stellte die Marnes oxfordiennes (THURMANN, GRESSLY und MARCOU) und das «*groupe argovien*» (MARCOU) in diese Stufe.

J. MARCOU (1848) lässt im französischen Jura bei Andelot (10 km SSE von Salins an der heutigen Bahnlinie Vallorbe-Paris) das «*étage oxfordien*» mit Eisenoolithen der *macrocephalus*-Zone beginnen. Er teilt es in drei «*groupes*» auf:

étage oxfordien	3. Argovien
	2. Marnes oxfordiennes proprement dites (mit <i>Ammonites lamberti</i> und <i>cordatus</i>)
	1. Fer oolithique sous-oxfordien ou kellowien (mit <i>Ammonites macrocephalus</i> und <i>anceps</i>)

MARCOU gab ein Typusprofil für sein «*étage*» (op. cit., S. 94).

Die Erkenntnisse von A. OPPEL und C. MOESCH über den Aargauer Jura findet man in einer Kompilation von W. WAAGEN (1864). Dieser lässt die «Oxford-Gruppe» im Aargau mit der «Zone des *Ammonites biarmatus* mit *A. cordatus*, *lamberti* etc.» beginnen und schliesst als oberste die «Zone des *Ammonites tenuilobatus*» oder die Badener Schichten darin ein.

ALB. HEIM (1919) versteht in Anlehnung an A. JEANNET und L. ROLLIER unter Oxfordien nur die Schichten mit «*Cardioceras lamberti*, *Quenstedtoceras mariae* und *Cardioceras cordatum*».

In der vorliegenden Arbeit wird die Oxford-Stufe als chronostratigraphischer Begriff verwendet (American Commission on Stratigraphic Nomenclature [ACSN], 1961: Code of Stratigraphic Nomenclature, Art. 26). Der Umfang der Stufe wird so verstanden, wie sie W. J. ARKELL (1956) fasst und wie sie vom Colloque du Jurassique in Luxembourg 1962 (1964, S. 82) zur Verwendung empfohlen worden ist. Danach beginnt die Stufe mit der Zone des *Quenstedtoceras mariae* und schliesst mit der Zone des *Idoceras planula* (Tab. 1).

2. Geographischer Überblick

Die Feldaufnahmen zur vorliegenden Arbeit beschränkten sich im wesentlichen auf einen schmalen, generell SW-NE verlaufenden Streifen. Dieser beginnt im Westen an der Hasenmatt (W von Solothurn) und verläuft über den Aargau, Klettgau und Randen ins obere Donautal bei Tuttlingen. Westlich von Aarau betreffen die Untersuchungen die Weissenstein-, Farisberg- und einen Teil der Passwangkette. Im Aargau wurden alle wichtigen Aufschlüsse der Oxford-Stufe aufgenommen: im Kettenjura bis an sein Ostende bei Dielsdorf (Kt. Zürich) und im Tafeljura bis in die Gegend von Zurzach. Im Klettgau und Randen folgen die Aufschlüsse dem Erosionsrand der Oxford-Stufe gegen den Schwarzwald. Sie wurden dann noch im Aitrach- und Donautal bis Tuttlingen aufgenommen (Taf. XIV und XV).

Weitere Untersuchungen dienten vor allem dazu, Leithorizonte weiter zu verfolgen: von der Hasenmatt über die südlichen Randketten bis an den Chasseral, und nach Norden bis an die Chapelle de Vorbourg bei Delémont. Östlich von Tuttlingen wurden Aufschlüsse in der oberen Oxford-Stufe bis in die Gegend von Urach kursorisch begangen.

Orts- und Flurnamen sind soweit als möglich der Landeskarte der Schweiz 1:25000 entnommen und sonst den Grundbuch-Übersichtsplänen 1:5000. Ausserhalb des Bereichs der Landeskarte stammen sie von der Deutschen Wanderkarte 1:100000.

Tabelle 1: Die Oxford-Stufe im Jura-gebirge von 1848 bis heute

Zonen Aargau/Randen	J. MARCOU 1848	Französischer Jura	A. D'ORBIGNY 1852	W. WAAGEN 1864	ALB. HEIM 1919	R. GYGI 1969
	Aargau					
<i>Streblites tenuilobatus</i> <i>Sutneria platynota</i> <i>Sutneria galar</i> <i>Idoceras planula</i> <i>Epipeltoceras bimammatum</i>	étage oolithique supérieur		étage kimmeridgien	Zone des <i>Ammonites tenuilobatus</i>	Badener Schichten	Badener Schichten
	groupe séquanien	groupe séquanien				
	groupe corallien	étage corallien	groupe argovien	Zone des <i>Ammonites bimammatus</i>	Letzi-Schichten Wangener Schichten Crenularis-Schichten ob. Geissberg-Schichten	Letzi-Schichten Wangener Schichten Crenularis-Schichten
	groupe argovien	groupe argovien		Zone des <i>Ammonites transversarius</i>	unt. Geissberg-Schichten Effinger Schichten Birmensdorfer Schichten	Geissberg-Schichten Effinger Schichten Birmenstorfer Schichten
	<i>Per. (Dichotomoceras) bifurcatus</i> <i>Per. (Arisphinctes) plicatilis</i>	étage oxfordien		étage oxfordien (1844)	Zone des <i>Ammonites biarmatus</i>	Kalkmergel mit Eisenoooiden
<i>Cardioceras cordatum</i> <i>Quenstedoceras mariae</i> <i>Lamberticeras lamberti</i>	marnes oxfordiennes		marnes oxfordiennes	Zone des <i>Ammonites biarmatus</i>	eisenoolithische Tonkalke	
<i>Peltoceras athleta</i> bis <i>Macrocephalites macrocephalus</i>	fer oolithique sous-oxfordien		fer oolithique sous-oxfordien			
	étage callovien		étage callovien (1844)			
	sous-oxfordien		étage oxfordien (1844)			
	marnes oxfordiennes		marnes oxfordiennes			
	groupe argovien		groupe argovien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	étage oolithique supérieur		étage kimmeridgien			
	groupe séquanien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien		groupe séquanien			
	groupe corallien		groupe séquanien			
	groupe argovien					

3. Bisherige Untersuchungen

Das Verdienst, als erster die Geologie des deutschschweizerischen Jura systematisch erforscht zu haben, kommt dem Basler Professor und Ratsherrn P. MERIAN zu. Im ersten Band seiner «Beiträge zur Geognosie» (1821) stellt er die Stratigraphie der Umgebung von Basel in klarer, knapper Form erstmals in den Hauptzügen richtig dar. Allerdings vergleicht er die koralligenen, massigen, weissen Kalke des Gempfenplateaus S von Basel und des Isteiner Klotzes N von Basel (mittlere Oxford-Stufe bzw. «Rauracien») mit den teilweise korallenführenden Oberoxfordkalken («Séquanien») der Wasserfalle S von Reigoldswil (Kt. Baselland). Dies führte ihn dazu, die Unteroxfordmergel (Renggeritone und Terrain à Chailles) des unteren Birstales mit den Effinger Schichten der Wasserfalle (mittlere Oxford-Stufe) zu korrelieren. Diese irrtümliche Interpretation wurde bis zum Jahre 1888 von sämtlichen Autoren ausser J. MARCOU (1848) übernommen und bildete somit eine wesentliche Voraussetzung für die spätere grosse Verwirrung in der Malmstratigraphie des Juragebirges. Dies ist um so bedauerlicher, als MERIAN sich über eine Grundfrage der Stratigraphie im klaren ist: Er betont auf S. 102, dass für altersmässige Korrelationen nicht die Lithologie allein, sondern auch die Fauna in Betracht gezogen werden müsse. Er bemerkt auch (S. 103), dass «in derselben Bildungsperiode an verschiedenen Stellen der Erdoberfläche besondere Umstände die Entwicklung verschiedener Formen organisierter Wesen bedingt haben können, wie es auch in der noch jetzt lebenden Schöpfung der Fall ist». Mit dem Satz: «Beim jetzigen Zustande der Petrefaktenkunde ist aber eine solche Vergleichung noch nicht mit einem gewissen Grade von Vollständigkeit möglich, ...» behielt MERIAN noch mehrere Jahrzehnte lang recht.

A. RENGGER, ein Arzt und bedeutender aargauischer Politiker, untersuchte die Stratigraphie des Aargauer Jura. In seiner 1829 erschienenen, als Einführung zu einer geologischen Monographie des Aargauer Jura gedachten Schrift gibt er eine korrekte Beschreibung der Schichtfolge des Tafeljura. Da der Kettenjura im Aargau vorwiegend aus übereinandergeschobenen Sedimenttafeln besteht und da RENGGER die Bildung der Sedimente von der Gebirgsbildung nicht unterscheidet, kam er zur Ansicht (S. 181), dass die Schichtglieder des Juragebirges in beliebiger Abfolge übereinander vorkommen können und bestreitet ausdrücklich das Bestehen von tektonischen Störungen.

A. MOUSSON, Dozent für Physik und Geographie an der ETH und der Universität Zürich, veröffentlichte 1840 eine ausgezeichnete «Geologische Skizze» über die Umgebung von Baden. Dies ist die erste moderne geologische Arbeit über den östlichen Jura. MOUSSON beschreibt vor allem den Malm sehr detailliert und unterscheidet ungestörte und verstellte Schichtfolgen. Er bestimmt auf Grund von stratigraphischen Befunden das Alter der Lägerfaltung.

A. GRESSLY, ein Autodidakt, formulierte in seinem 1838–1841 erschienenen Werk über den Solothurner Jura den Begriff der Fazies (S. 20–21), der in Europa sogleich starke Beachtung fand. Er weist zunächst daraufhin, dass die während eines gegebenen Zeitabschnittes gebildeten Sedimente je nach den Ablagerungsbedingungen verschieden ausgebildet sein können. Von diesen Sedimenten fasst er Gesteinskomplexe zusammen, die unter gleichen Bedingungen entstanden sind, wie etwa Korallenkalke und Oolithe oder feinkörnige Kalke und Mergel mit Kieselschwämmen. Diese nennt er «Facies» und charakterisiert sie lithologisch und paläontologisch. Er zeigt auch, dass eine bestimmte Fazies zu verschiedenen Zeiten aufgetreten sein kann.

Trotzdem folgte GRESSLY P. MERIAN, indem er Renggeritone und Terrain à Chailles (untere Oxford-Stufe) im NW mit den Birnenstorfer und Effinger Schichten (mittlere Oxford-Stufe) im SE korrelierte.

J. MARCOU studierte den Jura in der Umgebung von Salins (franz. Jura) und unternahm es, zum Vergleich auch den Schweizer Jura und die Schwäbische Alb bis ins Lochengebiet aus eigener Anschauung kennenzulernen. Er trennte 1848 bei Andelat im französischen Jura eine Folge von Mergeln und Mergelkalken als «groupe argovien» vom «Oxfordien» ab und korrelierte jene korrekt mit dem Lettstein RENGERS (Birnenstorfer und Effinger Schichten). Das Hauptargument für diese Benennung bilden die schwammführenden Kalke an der Basis dieses «groupe», die er als Äquivalent des aargauischen «gefleckten Lettsteins» RENGERS, der heutigen Birnenstorfer Schichten, betrachtet.

Leider fand diese Erkenntnis in STUDERS «Geologie der Schweiz» (1853) keinen Eingang. STUDER hält an den Korrelationen GRESSLYS fest, während er dessen Fazieslehre unbeachtet lässt.

1856–58 erschien A. OPPELS Werk «Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands». Er vergleicht die Schichtfolgen des Jura-Systems der genannten Länder konsequent nach biostratigraphischen Kriterien. Zu diesem Zweck führt er Zonen ein. Zone nennt er einen «Horizont, der an dem einen Orte durch eine Anzahl für ihn constanter Species markiert wird, ...» (S. 3). OPPEL benennt die Zonen nach einer einzigen Fossilart. Er weist am Beispiel der «Schichten des *Ammonites angulatus*» in Württemberg darauf hin (S. 29), dass diese «auf die beliebige Weise gebildet sein ...» können, und dass «geringe Entfernungen genügen, um grosse Verschiedenheit in ihrer mineralogischen Beschaffenheit hervorzubringen». An einer anderen Stelle (S. 673) spricht er von Facies. OPPEL zieht auch ein heterochrones Verhalten von bestimmten Arten als Folge ihrer Faziesgebundenheit in Betracht. In einem Brief an F. Rolle (G. P. R. MARTIN 1961, S. 153) sagt er über den «*Ammonites cordatus*»: «Sein Erscheinen kenne ich überall ganz genau, allein sein Aussterben variiert zum Teil aus localen Gründen.» Als Indexformen wählt OPPEL mehrheitlich Ammoniten, da er deren kurze Lebensdauer im Vergleich zu anderen Makrofossilien offenbar gekannt hat. Da von diesen aber erst eine ungenügende Anzahl Arten bekannt war, greift er auch zu Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Gastropoden und Echinodermen. So ist es verständlich, dass OPPEL (S. 675) den eisenoolithischen Kalk der unteren Oxford-Stufe im Aargau richtig in die Zone des *Ammonites biarmatus* stellt, diesen aber auf der Schwäbischen Alb den «grauen Thonen mit *Terebratula impressa*» als «oberste Lage der Zone des *A. biarmatus*» gleichsetzt (S. 620 und 674). Demzufolge korreliert er die «Spongitenschichten» (an anderer Stelle, S. 673: «Scyphiakalke», d. h. Birnenstorfer Schichten) des Schweizer Jura wie MARCOU (1848) mit dem Weissjura β QUENSTEDTS.

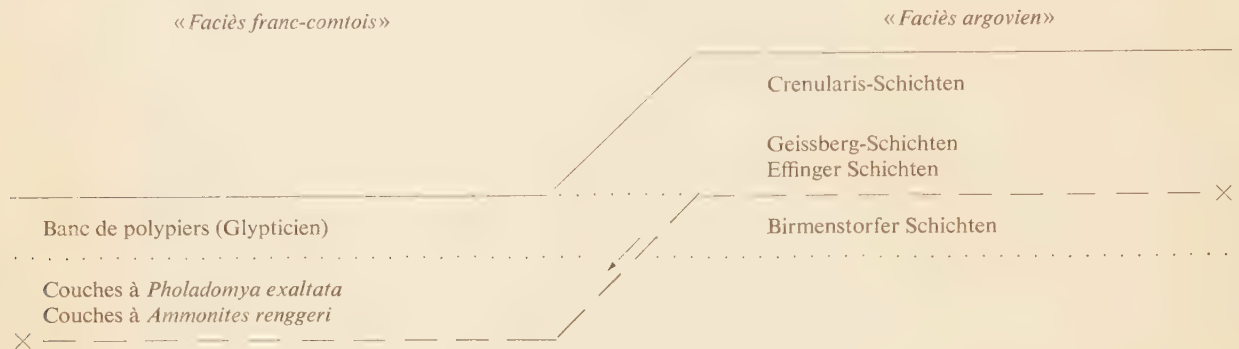
Dies korrigierte W. WAAGEN (1864) in einer Kompilation, für die er hauptsächlich die Arbeiten von C. MOESCH und das Zonenschema OPPELS benützte, das unterdessen vor allem bezüglich des Malm verfeinert worden war.

Der Klettgauer Landwirt F. J. WÜRTEMBERGER und sein Sohn publizierten 1866 die Resultate ihrer stratigraphischen Untersuchungen im Klettgau und Randen. Ihre Angaben sind derart genau und zuverlässig, dass sie an allen beschriebenen, heute noch aufgeschlossenen Lokalitäten mit Leichtigkeit nachgeprüft und, abgesehen von Kleinigkeiten, bestätigt werden können. Es ist dies die beste stratigraphische Arbeit, die bis zur Mitte unseres Jahrhunderts über das Gebiet der vorliegenden Untersuchungen erschienen ist.

1867 erschien das Hauptwerk von C. MOESCH über den Aargauer Jura. Man findet darin die Oxford-Stufe sehr detailliert gegliedert und beschrieben. Ein wichtiges Verdienst MOESCHS liegt in der Art der Benennung der Schichteinheiten. Er benannte im

Gelände leicht erkennbare und damit auch kartierbare lithostratigraphische Einheiten («members» im angelsächsischen Sinne) im Gegensatz zu QUENSTEDT nach einer typischen Lokalität. Er nahm dabei – mit Ausnahme der Crenularis-Schichten – weder auf Fossilinhalt noch altersmässige Einstufung der Schichten Bezug. Dies ermöglicht die Weiterverwendung seiner Schichtnamen, was auch für diejenigen von F. J. und L. WÜRTEMBERGER gilt. MOESCH stellte die Oxford-Stufe innerhalb des Aargau, abgesehen von Kleinigkeiten, richtig dar.

Als letzter versuchte M. P. CHOFFAT (1878) die MERIANSche Korrelation zu beweisen, indem er das Gebiet des Faziesübergangs «Argovien»/«Rauracien» in der unteren und mittleren Oxford-Stufe untersuchte. Er verfolgte die Birnenstorfer Schichten nach Westen und stellte (S. 90) fest, dass sie koralligen werden. Die koralligene Fazies nennt er «Glypticien». Er nahm aber wie GRESSLY die darunterliegenden Rengerischichten als zeitgleich mit den Effinger Schichten an. Um den Widerspruch zu seiner richtigen Korrelation der Birnenstorfer Schichten zu lösen, nahm er grossräumige submarine Gleitungen von zusammenhängenden Schichtkomplexen durch ein «mouvement de bascule» an (S. 91). Er kommt dazu, «Glypticien», Birnenstorfer und Crenularis-Schichten als gleich alt zu betrachten.



L. ROLLIER zeigte in seiner Arbeit «Les faciès du Malm jurassien» (1888, S. 80), dass sich die mächtige untere Oxford-Stufe des Berner Jura nach Süden auf einen geringmächtigen Horizont reduziert, dass die Couches de Liesberg (Glypticien) das Äquivalent der Birnenstorfer Schichten sind, und dass die Calcaires hydrauliques (Effinger Schichten) der «Oolithe rauracienne» entsprechen. ROLLIER zeigt also, dass «Argovien» und «Rauracien» zwei Stufennamen für zeitgleiche Bildungen aus verschiedenen Faziesräumen sind. Allerdings bezeichnet er die obere Oxford-Stufe des Berner Jura als «Séquanien», welches nach der Beschreibung MARCOUS etwa den Badener Schichten MOESCHS entspricht und Unterkimmeridge-Alter hat (siehe auch BUTTICAZ 1943).

Von 1876 bis 1904 erschienen mehrere paläontologische Monographien von P. DE LORIOLE über die Oxford- und die untere Kimmeridge-Stufe des Jura-gebirges.

1907 erschien eine Arbeit von E. JUILLERAT, der anhand einer Profilkette zwischen St-Sulpice (Neuenburger Jura) und der Iffuh (N von Brugg, Kt. Aargau) Teile der oberen Oxford-Stufe des zentralen Jura mit derjenigen des Aargau in Verbindung bringt. Er korreliert zwischen Aargauer und Solothurner Jura trotz guter Beobachtungen im Feld nicht richtig, und seine Profile im Aargau sind im Vergleich zu den entsprechenden von C. MOESCH weniger genau.

H. SALFELD (1913) unternahm die erste moderne Revision des oberen Jura-Systems in NW-Europa. Leider fand sie in der Geologie der Schweiz von ALB. HEIM (1919) keine Berücksichtigung.

Um die Jahrhundertwende setzte im Jura eine Periode der intensiven geologischen Detailkartierung ein. Das Hauptgewicht wurde auf das Verständnis der Tektonik gelegt, während man die Stratigraphie als im wesentlichen abgeklärt ansah. Aus dieser Zeit stammen die Arbeiten von F. MÜHLBERG, F. SCHALCH und von Doktoranden der Universitäten Zürich und Basel, von denen vor allem die ausgezeichnete Arbeit von G. SENFTLEBEN (1923) zu erwähnen ist.

F. MÜHLBERG stellte ein grosses Gebiet in geologischen Karten des Massstabs 1:25 000 dar. Die stratigraphischen Angaben MÜHLBERGS über den Malm könnte man übergehen, wenn er nicht Änderungen an der Gliederung MOESCHS vorgenommen hätte. Diese sind durch seine Karten weit verbreitet worden und haben dadurch Verwirrung gestiftet, dass sie ALB. HEIM in seine «Geologie der Schweiz» (1919) aufgenommen hat (vgl. S. 71).

F. SCHALCH hat für seine Karten die klare Gliederung der Malm-Serie von F. J. und L. WÜRTEMBERGER nicht übernehmen können, und verwendete an deren Stelle die damals auf der Schwäbischen Alb gebräuchlichen, recht vagen Begriffe wie Impressaschichten, Lochenschichten und Wohlgeschichtete Kalke. Er gibt einige sehr gute Detailprofile, vor allem von den Schichten an der Grenze zwischen den Oxford- und Kimmeridge-Stufen.

In Süddeutschland begann man während dieser Zeit, aufbauend vor allem auf den Arbeiten von QUENSTEDT, OPPEL und ENGEL, das Jura-System biostratigraphisch nach Ammoniten zu gliedern. Als Grundlage dazu wurde die Systematik zahlreicher Ammonitengruppen monographisch bearbeitet. Diese Arbeit ist heute noch im Gange. Seit dem Zweiten Weltkrieg begann man, anhand der nun sehr detaillierten Kenntnis vieler Ammonitengattungen und der Lebensdauer ihrer Arten die Lithostratigraphie von F. A. QUENSTEDT zu verfeinern. DIETERICH (1940) untersuchte den Weissen Jura β in Württemberg. Er konnte seine Arbeit leider nur in stark gekürzter Form veröffentlichen. A. ZEISS (1958) stellte die Dogger/Malm-Grenzschichten bei Blumberg dar, wozu G. HAUSERSTEIN (1966) wichtige Ergänzungen beisteuerte.

U. KOERNER (1962 und 1963) untersuchte die Grenze Weissjura- α/β . Er nahm Bankungsprofile auf und korrelierte diese nach der Abfolge von Kalk- und Mergellagen und nach Ammoniten, wobei er die Fucoidenbank F. A. QUENSTEDTS als lokalen, zeitgleichen Leithorizont bestätigen konnte.

In der Schweiz erschienen 1956 und 1962 die Arbeiten der Gebrüder P. A. und M. A. ZIEGLER über die untere Malm-Serie im zentralen Schweizer Jura, die sie vor allem lithostratigraphisch untersuchten. Dabei zeigte P. A. ZIEGLER (1956), dass an der Grenze zwischen seinem unteren und mittleren Séquanien (obere Oxford-Stufe) eine Bank mit Kalkalgenknollen liegt, die als Leithorizont durch den ganzen Berner Jura durchzieht. M. A. ZIEGLER (1962) untersuchte den Übergang zwischen der Argovien- und der Rau-

racien-Fazies. Er zeigt, wie das Korallenwachstum über dem Südrand des Areals der Liesberg-Schichten zunächst zur Bildung einer Riffbarriere führte und sich dann an der Wende zum Oberoxford-Alter rasch nach Süden verlagerte. Als Zeitmarken für die Rekonstruktion der Paläogeographie verwendete er wie P. A. ZIEGLER die Hauptmumienbank und fand noch einen weiteren Leithorizont mit Characeen und limnischen Ostracoden, der mit dem Beginn einer Schüttung von terrigenem Detritus zusammenfällt (vgl. in vorliegender Arbeit S. 99).

Gegenwärtig sind die Doktoranden W. Bolliger und P. Burri am Geologischen Institut in Basel mit einer sedimentologischen Überarbeitung der Ergebnisse von M. A. ZIEGLER beschäftigt.

Zu Beginn meiner eigenen Aufnahmen im Frühling 1962 bestand also die folgende Situation: Auf der Schwäbischen und Fränkischen Alb im NE war die Oxford-Stufe sowohl lithostratigraphisch als auch biostratigraphisch gut bekannt. Im Berner Jura standen zwei neue, gute Arbeiten über die mittlere und obere Oxford-Stufe zur Verfügung, die der Fazies entsprechend auf vorwiegend lithostratigraphischen Korrelationen beruhen. Im Randen, Klettgau und Aargau war die Oxford-Stufe seit fast 100 Jahren nicht mehr untersucht worden, war aber dennoch litho- und biostratigraphisch recht gut bekannt. Nur im Gebiet zwischen dem Aargau und dem Weissenstein war über die obere Oxford-Stufe sehr wenig bekannt, insbesondere über den Faziesübergang von der Schwamm-Ammonitenfazies des Aargau zur Korallen-Oolithfazies des Solothurner Jura.

4. Problemstellung und Arbeitsmethoden

Daraus ergaben sich folgende Problemstellung und Arbeitsmethoden: Zunächst wurden die Schichtfolgen der Oxford-Stufe zwischen Württemberg und dem Arbeitsgebiet der Gebrüder ZIEGLER lithostratigraphisch so detailliert aufgenommen, dass entschieden werden konnte, ob zwischen dem Aargau und Württemberg auf Grund von Bankung und Leithorizonten korreliert werden könne. Daneben sammelte ich nebst den übrigen Makrofossilien Ammoniten auf, um die Schichtfolgen biostratigraphisch zu gliedern und das Verhältnis zwischen litho- und biostratigraphischen Einheiten näher zu untersuchen. Darauf folgte der Versuch, die Schichtfolgen der Oxford-Stufe im Aargau, Klettgau und Randen unter sich und mit der Schwäbischen Alb zu korrelieren. Schliesslich wurde untersucht, ob sich die Leithorizonte der Gebrüder ZIEGLER weiter nach Osten verfolgen und womöglich mit entsprechenden Horizonten im Aargau verbinden lassen.

Die lithostratigraphische Feldaufnahme erfolgte soweit als möglich an bestehenden Aufschlüssen. Sechs Profile mussten am Seil aufgenommen werden. Dazu wurde ein 100 m langes Stahlseil verwendet. Ein an einem Bügel aufgehängter Traktorsessel in Verbindung mit einer Seilbremse ermöglichten, dass bei der Profilaufnahme beide Hände gebraucht werden konnten. Mehrere Profile wurden durch Graben freigelegt.

Die Feldaufnahmen wurden durch das Studium von Dünnschliffen für das Lichtmikroskop und einigen elektronenmikroskopischen Präparaten von mikrokristallinen Kalken und Oolithen sowie durch Röntgenaufnahmen und chemische Analysen ergänzt. Um das im Elektronenmikroskop sichtbare Gefüge mit der in normalen Dünnschliffen erkennbaren Struktur in Verbindung bringen zu können, wurden Dünnschliffe von bis zu weniger als 1 μ Dicke angefertigt.

Zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit verwendete ich auf Empfehlung von J. Neher, Zürich, eine Lösung von Hämatoxylin nach DELAFIELD (Schmid & Co., Stuttgart-Untertürkheim). Die Lösung des weinroten Farbstoffes wird auf eine Hälfte des trockenen Dünnschliffs gebracht und 40 bis 80 sec darauf belassen. Danach spült man den Schliff lediglich unter dem Wasserhahn. Bei normalen Schliffen erlaubt diese Methode eine sichere Unterscheidung von Kalzit und Dolomit bis zu einer minimalen Korngrösse von 50 μ . Bei geringeren Korngrössen muss die zu färbende Fläche poliert werden, da die Oberfläche eines nicht polierten Schliffes im Idealfall nur aus grösseren und kleineren Spaltflächen besteht. Grössere Spaltflächen färbt aber der als schwache Säure wirkende Farbstoff nur sehr langsam. Durch das Polieren werden sie sehr stark verkleinert. Damit erreicht man eine homogene Färbung aller Kalzitkörner. Die Farbintensität hängt wegen der chemischen Anisotropie des Kalzits von der Orientierung der Körner ab, weshalb nicht alle gleich stark gefärbt werden. Die Unterschiede in der Farbintensität sind aber so schwach, dass man sie erst bei polierten Dünnschliffen erkennt.

Die Korngrössen der detritischen Mineralien und Komponenten der Kalksteine werden nach F. J. PETTJOHN (1957) klassiert:

4–64 mm: Geröll (pebble)	} Rudit
2–4 mm: Grobsand (granule)	
0,0625–2 mm: Sand (sand)	Arenit
0,0039–0,0625 mm: Silt (silt)	} Lutit
unter 0,0039 mm: Pelit (clay)	

Die bei Kalksteinen sehr wichtigen Rekristallisations-Strukturen werden nach G. M. FRIEDMAN (1965) beschrieben:

<i>Strukturen:</i> xenotop hypidiotop idiotop porphyrotop poikilotop	<i>Kristallformen:</i> euhedral anhedral
<i>Korngrössen:</i> unter 4μ : mikritisch (nach R. L. FOLK 1959) 4–100 μ : mikrokristallin 100–250 μ : feinkristallin 250–500 μ : mittelkristallin 500–1000 μ : grobkristallin	(nach G. M. FRIEDMAN 1965)

Einige Bemerkungen zur Klassifikation der Kalksteine finden sich auf S. 26.

Die Mischungsreihe Kalk/Ton wird nach PETTJOHN (1957, S. 410) benannt, sofern Karbonatbestimmungen vorliegen.

Bei schwer zu beschreibenden Gesteins-Farbtönen wird auf die «Rock-Color Chart» (1963) Bezug genommen.

Die stratigraphische Nomenklatur dieser Arbeit richtet sich nach dem «Code of Stratigraphic Nomenclature» der American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1961), vgl. S. 48.

Unter «Zone» wird in der vorliegenden Arbeit die «concurrent-range zone», ACSN Art. 23, verstanden, die mit der Zone von A. OPPEL übereinstimmt. Sie wird nach einer einzigen Ammonitenart benannt, bedeutet aber eine Vergesellschaftung von mehreren Arten mit Leitwert.

Die Mikropaläontologie, einschliesslich der Dinoflagellaten, Sporen und Pollen, wurde nur gestreift. Sie ermöglicht beim heutigen Stand keine Verfeinerung der Biostratigraphie nach Ammoniten.

Sämtliche Handstücke, Präparate und Fossilien der Belegsammlung tragen als Fundortangabe zwei Nummern. Die erste Zahl gibt die Nummer des Detailprofils (siehe Taf. XIV/XV und S. 8) und die zweite den genauen Horizont an. Von sämtlichen aufgenommenen Detailprofilen sind je 2 Exemplare am Geologischen Institut der ETH, Zürich, und am Naturhistorischen Museum Basel deponiert. Sämtliche zitierten, vom Autor gesammelten Präparate und Fossilien sind in der Belegsammlung vorhanden. Diese ist Eigentum der Sammlung des Geologischen Instituts der ETH, Zürich, und wird bis auf weiteres im Naturhistorischen Museum Basel aufbewahrt.

5. Wichtigste Untersuchungsergebnisse

Gesteinsbildende Mineralien

- Es wurden Anzeichen dafür gefunden, dass verschiedene Vorgänge zur Umwandlung von Dolomit zu Kalzit führen können (S. 27, 78 ff., 80 ff.; Taf. VI, Abb. 27; Taf. VII, Abb. 30; Taf. XIII, Abb. 47).
- Es gelang, mit dem Elektronenmikroskop Tonmineralien im Gefüge hochprozentiger, mikrokristalliner Kalksteine sichtbar zu machen (Taf. XI, Abb. 42).
- In Dünnschliffen treten Biotite auf, die in verschiedenen Stadien der Glaukonitisierung erhalten sind (S. 44; Taf. III, Abb. 9). Dasselbe wurde bei separierten Glaukoniten gefunden, jedoch nicht röntgenographisch nachgeprüft.
- Chamosit und Glaukonit lassen sich im Dünnschliff durch Anfärben mit Hämatoxylin unterscheiden (S. 19).

Organogene Gesteinskomponenten

- In zahlreichen Gesteinen liessen sich Coccolithophoriden nachweisen (Fig. 1, S. 24 und Taf. XI, Abb. 41).
- Fadenförmige Gebilde in zahlreichen Gesteinen werden Mikroorganismen (Algen und Pilzen) zugeschrieben (S. 45). Deren Alter konnte in mehreren Fällen als synsedimentär erwiesen werden (S. 45 und S. 63).

- Eine Liste von chronostratigraphisch innerhalb von Europa besonders geeigneten Oxford-Ammoniten des untersuchten Gebietes wird auf S.96 gegeben.

Gesteine

- Licht- und elektronenmikroskopische Untersuchungen an einem Oolith zeigten, dass die heute sichtbaren Texturen des Gesteins schon vor der Kalzitisierung der Ooide entstanden sind (S.36). Dieser Befund wurde dazu verwendet, um in einem «dichten» Kalk das Verhältnis vom vermutlich anorganisch gefällten Aragonit zum organogenen Kalziumkarbonat abzuschätzen (S.40).
- Die Bedeutung der Coccolithen als Gesteinsbildner ist im Untersuchungsgebiet gering (S.24).
- Bei «dichten» Kalken wurde ein Zusammenhang zwischen der Rauheit des Bruches und dem Gehalt an Bahamiden gefunden (S.41 und 62).

Stratigraphie

- Die Untersuchung der Schichtfolgen des Randen, Klettgau und Aargau ergab, abgesehen von einigen kleinen Korrekturen, eine Bestätigung der Resultate von C. MOESCH (1857, 1863 und 1867) und F.J. & L. WÜRTENBERGER (1866). Es war möglich, die Schichtfolgen beider Gebiete litho- und biostratigraphisch im Detail zu korrelieren (S.97ff.). Die Bankung konnte dazu nicht verwendet werden, wohl aber Leithorizonte, die zum Teil bereits bekannt waren. Deren Zeitgleichheit wurde mit mehreren Ammonitenarten geprüft und nachgewiesen, wobei eine Heterochronie des ersten Auftretens von *Idoceras planula* (HEHL) gefunden worden ist (S.99, Fig. 5). Eine biostratigraphische Gliederung der Effinger und Geissberg-Schichten war nicht möglich.
- Die Leithorizonte der Gebrüder P. A. ZIEGLER (1956) und M. A. ZIEGLER (1962) konnten nach Osten weiterverfolgt werden. Das Niveau der Grünen Mumienbank scheint mit den aargauischen *Crenularis*-Schichten direkt zusammenzuhängen, was für die Hauptmumienbank und die aargauische Knollen-Schicht noch nicht gezeigt werden konnte, jedoch sehr wahrscheinlich ist (S.99f.).
- Anhand von Ammoniten wurde nachgewiesen, dass die *transversarium*-Zone von A. OPPEL dem jüngsten Teil der englischen *plicatilis*-Zone entspricht (S.97; vgl. GYGI 1966, S.941) und dass die Eisenoolithfazies der tiefsten Oxford-Schichten im Aargau noch bis in die tiefste *plicatilis*-Zone hinaufreicht (S.101). Eine *Ringsteadia anglica* SALF. aus der Knollen-Schicht von Gosheim (Württemberg) ermöglicht die direkte Zuordnung der süddeutschen *planula*-Zone zur englischen *pseudocordata*-Zone (S.101).
- Für die lithostratigraphische Gliederung der untersuchten Schichtfolgen mussten einige neue Namen eingeführt werden, die auf Tab.9 (S.104) zusammengestellt sind.

A. Gesteinskomponenten

I. Gesteinsbildende Mineralien

1. Aragonit

Aragonit konnte in keiner der röntgenographisch untersuchten Kalksteinproben nachgewiesen werden. Ursprünglich hat ein grosser Teil des Kalziumkarbonates der untersuchten Gesteine aus Aragonit bestanden, der im Laufe der Diagenese offenbar restlos in Kalzit umgewandelt worden ist.

2. Kalzit

a) *organisch gebildeter Kalzit*

Direkt von Organismen gebildeter Kalzit liegt nur in Form von Echinodermentrümmern sowie anderen primär kalzitischen Hartteilen von Tieren vor. Diese spielen als Gesteinsbildner keine sehr grosse Rolle. Von den Algen nahm WOOD (1941) an, dass sie CaCO_3 als Kalzit fällen. LOWENSTAM (1955) zeigte aber, dass das Skelettmaterial vieler mariner Grün- und Rotalgen teilweise oder ganz aus Aragonitnadeln besteht, die nach dem Tod des Organismus auseinanderfallen und den anorganisch gefällten genau gleichen. Die Hartteile der gesteinsbildend wichtigen Korallen und Hydrozoen bestehen ausschliesslich aus Aragonit. Da deren Riffe oder dünne Bänke im untersuchten Gebiet häufig im flachsten Wasser, z. T. sicher im Gezeitenbereich, gebildet worden sind und es andererseits bekannt ist, dass sich Aragonit bei Hinzukommen von Regen- oder Grundwasser rasch in Kalzit umwandelt (D. L. GRAF & J. E. LAMAR 1950 und andere), ist wahrscheinlich die Kalzitisierung dieser Bildungen und deren Schutt in einem frühen Zeitpunkt erfolgt. Viele Organismen, vor allem Algen, können im von ihnen abgeschiedenen Kalzit grosse Mengen von Magnesium als MgCO_3 isomorph ins Gitter einbauen (K. CHAVE 1954, S. 273). Solcher magnesiumreicher Kalzit wird ähnlich wie Aragonit beim Zutritt von Süsswasser instabil und gelöst oder geht unter Mg-Abgabe in stabilen, magnesiumarmen Kalzit über, der weniger als 2% MgCO_3 enthält (CHAVE 1952, S. 190; FRIEDMAN 1964, S. 811). In den röntgenographisch untersuchten Kalken des Untersuchungsgebietes wurden keine Kalzite mit erhöhtem Magnesiumgehalt gefunden.

b) *anorganisch gebildeter Kalzit*

Mit Sicherheit anorganisch gebildeter Kalzit kommt vor als Zement von Oolithen, Bahamiten (S. 32) und anderen Kalkareniten, als Füllung von Klüften und andern Hohlräumen und als Pseudomorphosen nach Dolomit (Taf. VI, Abb. 27; siehe auch S. 84). Da die Umwandlung von Aragonit in Kalzit ein anorganischer Vorgang ist, ist aller Kalzit der untersuchten Gesteine mit Ausnahme von primär kalzitischen tierischen Hartteilen als anorganische Bildung zu betrachten. Er ist das mengenmässig wichtigste Mineral der untersuchten Gesteine.

3. Dolomit

Dolomit kommt in der Oxford-Stufe östlich von Olten nur in einigen sandreichen Lagen der Effinger Schichten vor (S. 42). In der Gegend von Olten und weiter im Westen war er ziemlich häufig, ist aber heute grösstenteils dedolomitisiert und rekalzitisiert. Dolomit tritt entweder als grosse euhedrale Rhomboeder oder anhedral in xenotopem Kalzitgefüge auf.

Die Rekalzitisierung von Dolomit scheint auf verschiedene Arten vor sich zu gehen:

- a) Der Dolomitekristall wird vollständig aufgelöst und der entstandene Hohlraum später teilweise oder ganz mit Kalzit gefüllt. Dieser ist meist als Mosaik von verschieden orientierten, anhedralen

Körnern ausgebildet, kann aber auch ein Einkristall sein (S. 27, 38, 80; Taf. VI, Abb. 27 und Taf. XIII, Abb. 47).

- b) Im DS 9/18 wurden Pseudomorphosen nach euhedralem Dolomit gefunden, die aus einem Kalzit-Mosaik mit wenig anhedralem Dolomit in den gleichen Korngrössen bestehen. Bei diesen Pseudomorphosen hat die Rekalzitisierung offenbar schon eingesetzt, bevor der Dolomit vollständig aufgelöst war (S. 78).
- c) An einigen euhedralen Dolomiten wurde beobachtet, dass sie von der Oberfläche und Spaltrissen aus teilweise rekalzitisiert sind (S. 80; Taf. VII, Abb. 30). Auf solchen Kornoberflächen und Spaltrissen findet man in den untersuchten Gesteinen stets nierige Aggregate eines braunen, isotropen Materials, das in ungefärbten Dünnschliffen als Hinweis auf Rekalzitisierungen benutzt werden kann (S. 27). Hier ist der Dolomit möglicherweise direkt, d. h. ohne vorheriges Auflösen und Bildung eines Hohlraumes, in Kalzit umgewandelt worden.

4. Siderit

Siderit konnte mit Färbungsmethoden (T. HÜGI 1945) im Eisenoolith der unteren Oxford-Stufe von Wildegg und Oberehrendingen nachgewiesen werden. Er tritt in Chamosit-Ooiden als grosse, euhedrale Körner und in der Grundmasse als mikrokristalline, linsenförmige Körner auf. (S. 46).

5. Coelestin

Auf S. 52 f. stehen einige ergänzende Bemerkungen zu einem Coelestinvorkommen, das F. SCHALCH (1893) eingehend beschrieben hat.

6. Tonmineralien

In den untersuchten Gesteinen sind die Tonmineralien nach Kalzit die zweithäufigste Mineralgruppe. Sie wurden nur in wenigen Proben durch Röntgenaufnahmen an Essigsäure-unlöslichen Rückständen von Kalksteinen der oberen Oxford-Stufe untersucht. Illit war in allen diesen Proben das häufigste Tonmineral. In den Mergeln der Effinger Schichten sind Illit und Kaolinit etwa gleich häufig. Dazu kommt noch wenig Montmorillonit (freundliche Mitteilung der Jura-Cementfabriken, Wildegg).

Da in Dünnschliffen von mikrokristallinen, hochprozentigen Kalksteinen auch bei der kleinstmöglichen Schnittdicke von weniger als $1\ \mu$ niemals Tonmineralien erkannt werden konnten, im säureunlöslichen Rückstand aber röntgenographisch stets Illit gefunden wurde, habe ich einige solche Rückstände elektronenmikroskopisch untersucht. Dazu wurde ein kleiner Tropfen einer nicht zu dichten Suspension des Rückstandes von Probe 70/88 in destilliertem Wasser auf einen Objektträger mit Formvarfilm gebracht und nach dem Abtrocknen untersucht. Es zeigten sich bis über $10\ \mu$ grosse Flocken, wahrscheinlich von Tonmineralien, und 0,5 bis $3\ \mu$ grosse Plättchen mit rundlichen oder unregelmässigen Umrissen. Selten hatten die Plättchen einen scharfkantigen, sechseckigen Umriss mit Winkeln von 120° . Elektronen-Beugungsdiagramme von günstig gelegenen Plättchen ergaben, dass es sich um Tonmineralien handelt. Die Zuordnung zu einer bestimmten Mineralart war aber nicht mit Sicherheit möglich. Um die Lage der Tonmineralien im ursprünglichen Gefüge sichtbar zu machen, wurden Spaltpräparate sowie polierte und sehr schwach angeätzte Dünnschliffe hergestellt, diese beschattet und bedampft und dann vorsichtig aufgelöst. Der Kohleabdruck wurde mit Flussäure gereinigt. Die Tonmineralien in dem panxenotop-körnigen Kalzitmosaik liegen vor allem auf den Grenzflächen zwischen den Kalzitkörnern. Bei 5 bis $10\ \mu$ grossen Kalzitkörnern kommt es aber vor, dass Tonmineralien mitten in diesen Körnern sitzen (Taf. XI, Abb. 42), was zeigt, dass Kalzitkörner mit mehr als $5\ \mu$ Korngrösse in mikrokristallinen Kalksteinen nicht unbedingt Fossiltrümmer sein müssen, sondern durch Sammelkristallisation entstehen können (vgl. R. G. C. BATHURST 1959a, S. 372, und E. FLÜGEL 1967, S. 349).

Dass Tonmineralplättchen mit einem Durchmesser von höchstens $3\ \mu$, einer Dicke von $0,1\ \mu$ und einer sehr kleinen Doppelbrechung im Kalzitgefüge auch eines sehr dünnen Dünnschliffs im Licht-

mikroskop nicht erkannt werden können, ist verständlich: Bei einer Lage des Tonminerals mit (001) parallel der Schnittebene des Dünnschliffs und einer Überlagerung durch Kalzit ist es wegen der geringen Doppelbrechung nicht sichtbar, und bei einer Lage mit (001) senkrecht zur Schnittebene ist es nicht zu sehen, weil seine Dicke unter dem Auflösungsvermögen des Lichtmikroskops liegt.

7. Glaukonit

Der Name Glaukonit wird hier im Sinne von J. F. BURST (1958) verstanden. Das Mineral wurde zur Bestimmung aus dem glaukonitischen Tonmergel der tiefsten Oxford-Stufe im Randen isoliert (80/5, 81/3, 82/5) und aus glaukonitischem Kalk und Mergel der unteren Badener Schichten von Baden (47/42), Mellikon (70/124) und dem Villiger Geissberg (62/121). In allen diesen Proben wurde neben Quarz, wenig Feldspat und Schweremineralien auch frischer Biotit gefunden. Dieser zeigte insbesondere in der Probe 47/42 Übergänge von frischen zu ausgebleichten Plättchen mit Anlauffarben, die zum Teil am Rande aufblättern (siehe auch S. 19 und S. 44). Daneben kamen blassgrüne, matte, lockere Knöllchen vor, die mit einer Nadel bei geringem Druck zu Pulver zerdrückt werden konnten. Diese Knöllchen zeigten alle Übergänge zu dunkelgrünen, druckfesten Körnern mit fettglänzender Oberfläche und tiefen Furchen. Mit zunehmender Intensität der grünen Farbe geht eine Zunahme des spezifischen Gewichtes (vgl. I. VALETON 1959, S. 811) und der magnetischen Suszeptibilität einher. Neben den dunkelgrünen, mehr oder weniger kugeligen Körnern mit Furchen, die mindestens zum Teil aus Biotit entstanden sein dürften, wurden auch langzylindrische mit oder ohne Furchen gefunden. Diese sind auf Grund der Form mit Sicherheit glaukonitisierte Kotpillen. Die Fraktion von 90 bis 250 μ der dunkelgrünen Körner wurde im Diffraktometer geröntgt. Das Material erwies sich als «monomineralischer» Glaukonit mit vermindertem Gitter-Ordnungsgrad (nach BURST 1958). Die Glaukonite der Badener Schichten sind durchwegs etwas besser geordnet als diejenigen der tiefsten Oxford-Stufe. Die flammphotometrisch bestimmten Kaliumgehalte der Unteroxord-Glaukonite betragen 5,5 bis 5,6% und diejenigen der Unterkimmeridge-Glaukonite 5,5 bis 5,7%. Die Unteroxord-Glaukonite stammen aus einem Tonmergel mit Karbonatgehalten von 18,7% (81/3) bis 24,3% (82/5) und die Unterkimmeridge-Glaukonite aus kalkigem Mergel mit einem Karbonatgehalt von 73,4% (70/124) bis mergeligem Kalk mit 86,7% Karbonat (62/121). Bei diesen Proben scheint sich zu bestätigen, dass mit zunehmendem Kaliumgehalt der Ordnungsgrad des Glaukonits zunimmt (BURST 1958). Ob dies nicht in Wirklichkeit ein Abnehmen von Beimischungen anderer Tonmineralien im Glaukonit ist, wie dies J. HOWER (1961) und BENTOR & KASTNER (1965, S. 165) annehmen, konnte an den vorliegenden Diffraktometer-Diagrammen nicht mit Sicherheit entschieden werden. Im mergeligen Kalkstein (62/121; 86,7% Gesamtkarbonat, 0,45% MgO) wurde röntgenographisch wenig «gut geordneter» Glaukonit gefunden. Wegen der geringen Menge wurde davon weder das spezifische Gewicht noch der Kaliumgehalt bestimmt. Spezifisches Gewicht und magnetische Suszeptibilität waren höher als bei allen übrigen Glaukoniten. Es scheint also auch für das vorliegende Material zuzutreffen, dass reine, «gut geordnete» Glaukonite in tonarmen Kalksteinen vorkommen, während weniger reiner Glaukonit in tonigen Gesteinen auftritt (HOWER 1961, S. 325; BENTOR & KASTNER 1965, S. 165). Ganz unwahrscheinlich ist, dass der Kaliumgehalt der Glaukonite mit dem Alter der Mineralien zusammenhängt, wie dies HURLEY (1961) und EVERNDEN et al. (1961) vermuten. HURLEY glaubt, dass Glaukonite noch lange Zeit nach ihrer Bildung Kalium aufnehmen können. Dagegen spricht, dass in den hier untersuchten Gesteinen der maximale Kaliumgehalt der Glaukonite eine deutliche Abhängigkeit vom Tongehalt des einschliessenden Gesteins zeigt.

Die Korngrösse der untersuchten Glaukonite beträgt 20 bis 450 μ . Dünnschliffe von den isolierten Glaukoniten zeigen ein feines Gefüge von regellos angeordneten Fasern mit bis zu 2 μ Länge (siehe Taf. IV, Abb. 14). Sie enthalten keine erkennbaren Fremdeinschlüsse. Grosse Körner haben stets tiefe Furchen, die I. VALETON (1958, Abb. 7) als Schwundrisse deutet (siehe auch BURST 1965, S. 348). Breite Risse zeigen aber am untersuchten Material fast immer konvexe Rissflächen, weshalb in diesem Fall die Deutung als Quellungsrisse vorzuziehen ist. (Taf. IV, Abb. 15). Diese könnten bei einer Volumenzunahme der Körner durch Stoffaufnahme bei der Glaukonitisation entstanden sein. Im Dünnschliff zeigt reiner

Glaukonit ein intensives Grasgrün, im Handstück ist er dunkelgrün bis fast schwarz. In den Crenularis-Schichten (S. 68) und den Badener Schichten (S. 74) des Kantons Aargau kommen bis über 1 mm grosse blassgrüne Wölklein vor. Es handelt sich um Knollen von mikrokristallinem Kalzit, vermutlich von Algen gebildet, die vor allem nahe der Oberfläche wenig sehr feinkörnigen Glaukonit eingesprengt enthalten (S. 62 f.).

Glaukonit in Kalkalgenknollen und Echinodermentrümmern ist sicher authigen. Das wahrscheinlichste Ausgangsmaterial ist in diesem Fall Illit. Die frei im Sediment liegenden Glaukonite sind sicher zum Teil aus Biotit entstanden (vgl. S. 44 und Taf. III, Abb. 9). Als einziges Kriterium zur Unterscheidung von authigenem und detritischem Glaukonit kommt die Oberflächenbeschaffenheit der Körner in Frage. Authigene Glaukonite haben eine stark fettglänzende Oberfläche, während bei reinen Glaukoniten mit matter Oberfläche, die im untersuchten Material nie über 150 μ gross und nicht gefurcht sind, detritische Herkunft angenommen wird. LIGHT (1952) gibt kantige Kornform als Indiz für detritische Herkunft des Minerals an. Kantige Körner kommen aber im vorliegenden Material neben sicher authigenem Glaukonit vor und können dadurch entstanden sein, dass Körner bei der Bildung von Oberflächenrissen ganz auseinandergebrochen sind.

8. Chamosit

Chamosit ist kein Mineralname, wie bereits DÉVERIN (1945) bemerkt. Nach DEER et al. (1962) können Mineralien mit Chamosit-Zusammensetzung sowohl Chlorit- als auch Kaolinitstruktur haben. Das Erzvorkommen der Alp Chamoson (Kt. Wallis) ist kürzlich von M. F. DELALOYE (1966) neu untersucht worden. DELALOYE zeigt, dass die Chamosit-Ooide aus Chlorit und Montmorillonit bestehen und der Chamosit der Grundmasse aus Chlorit und Kaolinit. In den Oxford-Gesteinen des nordöstlichen Jura gebirges kommt die Paragenese Chamosit nur als Schalen von Eisenooide und als Kruste von Hardgrounds vor. Da Glaukonit und Chamosit in diesen Gesteinen nie als Grundmasse auftreten und da Glaukonit nach den heutigen Kenntnissen keine Ooide oder Hardgrounds bildet, kann Glaukonit in den untersuchten eisenoolithischen Gesteinen nicht mit Chamosit verwechselt werden. Es konnte also auf eine nähere Untersuchung der Chamosit-Ooide verzichtet werden. Die Entstehungsweise dieser Ooide wird auf Seite 46 diskutiert. Da «Chamosit» nach DÉVERIN (1945) im Erz von Chamoson auch in Echinodermentrümmern vorkommen soll, blieb zu untersuchen, ob Chamosit in den völlig unbeanspruchten Gesteinen des Aargauer Tafeljura und des Randen primär in Fossiltrümmern vorkomme. Versuche mit der Mikro-Elektronen sonde ergaben ein negatives Resultat.

Glaukonit und Chamosit lassen sich im Dünnschliff auf einfache Weise durch Anfärben mit Hämatoxylin unterscheiden. Glaukonit wird dabei in keinem Fall gefärbt, während Chamosit ausnahmslos eine deutliche weinrote Farbe annimmt. Die Färbung der Ooide war z.T. fleckig-inhomogen. Dies könnte mit einer inhomogenen Verteilung der färbbaren Tonmineralien im Chamosit zusammenhängen. Chlorite aus metamorphen Sedimentzügen des Campolungo-Gebietes (F. BIANCONI) und den Bündnerschiefern westlich des Maggia-Lappens (S. HAFIZI) werden von Hämatoxylin nicht gefärbt. Eine Ausnahme bildet submikroskopischer, sphärolithischer Pennin, der von BIANCONI röntgenographisch bestimmt worden ist und eine schwache Rotfärbung annimmt. Von den übrigen Chamosit-Komponenten Montmorillonit und Kaolinit wurden Reinpräparate angefärbt, die Dr. M. Müller von der Versuchsanstalt für Wasser- und Erdbau der ETH freundlicherweise zur Verfügung gestellt hat. Mit Hämatoxylin färbten sich nach 60 Sekunden Montmorillonit tief weinrot und Kaolinit hell weinrot. An einem Vergleichspräparat von reinem, im Diffraktometer bestimmtem Glaukonit (81/3) blieb in derselben Zeit die Farbe unverändert.

9. Glimmer

Glimmer tritt in geringen Mengen in allen Gesteinen auf, die detrischen Quarz führen. Biotit dominiert stets stark über Muskowit oder kann allein vertreten sein.

Biotite, die in verschiedenen Stadien der Glaukonitisation stehen geblieben und so erhalten sind, werden auf S. 44 beschrieben.

10. Quarz

Quarz kommt fast ausschliesslich als detritische Körner vor. Diese sind stets kantig und haben Korngrössen von unter 5 bis zu 250 μ , meist jedoch unter 100 μ . Sie sind, vor allem in Kalksteinen, häufig während der Diagenese oberflächlich korrodiert worden und daher matt.

Die Körner zeigen im Dünnschliff oft undulöse Auslöschung. Authigener Quarz ist sehr selten und wurde nur in einem einzigen Kalkstein (DS 14/139), zusammen mit Kalzit, als sekundäre Füllung eines Hohlraumes gefunden.

Die faserigen Modifikationen Chalcedon und Quarzin treten in Feuersteinknollen und als submikroskopische, sphärolithische Aggregate in Fossiltrümmern auf. Bemerkenswert ist, dass die Verkieselung der Fossiltrümmer stets von innen nach aussen vor sich geht und selten bis an die Oberfläche fortschreitet. Selten findet man solche Sphärolithe frei im Sediment, aber nur in Gesteinen, die auch sphärolithisch verkieselte Fossiltrümmer enthalten (bahamitischer Biokalkarenit, DS 13/31). Die freien Sphärolithe stammen also wohl aus zerfallenen Fossilresten, was zeigt, dass die Verkieselung frühdiagenetisch stattgefunden hat.

Die Beobachtung von A. J. STÄUBLE (1959, S. 160), dass organogener Kalzit vorwiegend zu Quarzin verkieselt, konnte an diesen Sphärolithen bestätigt werden. Dagegen bestehen Sphärolithe in Feuersteinknollen (z. B. DS 25/77) stets aus Chalcedon.

Feuersteinknollen treten nur in der oberen Oxford-Stufe von Gösgen an westwärts auf. Die bis zu 10 cm grossen Knollen haben ein bräunliches oder hell- bis dunkelgraues, karbonatfreies Inneres und eine mehr oder weniger karbonatführende weisse, einige mm dicke Rinde. Sie treten in bestimmten, schichtparallelen Horizonten gehäuft auf, die sich nie über mehr als ein paar Kilometer verfolgen lassen. Es lässt sich kein Zusammenhang zwischen diesen Horizonten und der alttertiären Landoberfläche erkennen.

11. Feldspat

Feldspat scheint in allen Gesteinen aufzutreten, die detritischen Quarz führen. Im Aargau wurde Feldspat in den Geissberg-Schichten (DS 62/18, 65/227: Plagioklas) und den oberen Letzischichten (DS 70/109: Kalifeldspat) gefunden. Im Aargau und im Randen tritt Feldspat meist in sehr geringen Korngrössen auf, die höchstens 80 μ betragen. Häufig und relativ grobkörnig (bis 200 μ) ist Feldspat nur in sandreichen Lagen der Günsberger Schichten (siehe S. 49). Authigener Feldspat wurde nicht gefunden.

12. Eisensulfide

Eisensulfide kommen in geringsten Korngrössen in fast allen untersuchten Gesteinen vor. Bereits sehr geringe Mengen von feinverteiltem Pyrit in Korngrössen von wenigen μ färben das Gestein blau-grau, das bei der Verwitterung in ein bräunliches bis gelbliches Grau übergeht. Grössere Aggregate von mikrokristallinem Eisensulfid sind im Dünnschliff nach der Reflexionsfarbe im Auflicht bestimmbar, sofern sie frisch sind. Bei grösseren Körnern erlaubt die Kristallform meist eine Unterscheidung von Pyrit und Markasit, auch wenn die Mineralien nicht mehr frisch sind. Im mergeligen Kalk 62/121 wurden als Nebenprodukt bei der Glaukonit-Separation sehr gut ausgebildete braune Würfel und Rhombendodekaëder gefunden, die sich bei schwachem Druck mit einer Nadel pulverisieren liessen. Eine Röntgenaufnahme im Diffraktometer ergab reinen Goethit, der nach der Form der Aggregate als Pseudomorphose nach Pyrit zu betrachten ist.

Markasit wurde nur in Eisensulfid-Knollen der obersten Effinger Schichten im Heidenloch südlich von Olten gefunden (Erzanschliff 25/6). Er bildet ein feinkörniges Gemenge mit Pyrit im Verhältnis von etwa 1:1.

13. Anhydrit und Gips

Anhydrit wurde im eisenoolithischen Kalk der unteren Oxford-Stufe bei Oberehrendingen in Eisenoiden und der Grundmasse gefunden (DS 51/1, S. 46). An dieser Lokalität kommt im darüber-

liegenden schwarzgrauen, eisenoolithischen Mergel (51/2) feinkörniger Gips diffus im Gestein verteilt vor. Gips tritt auch im eisenoolithischen Kalk der unteren Oxford-Stufe auf der Mandacher Höhe (DS 64/3) als feinkörnige Aggregate in Eisenoolithen auf.

14. Schwerminerale und Erz

Schwerminerale wurden nur aus wenigen Proben abgetrennt. Immerhin kann auf Grund von Dünnschliffen und Schlämmprouben gesagt werden, dass Schwerminerale in der Oxford-Stufe des Randen, Klettgau und Aargau in sehr geringer Häufigkeit durch das ganze Profil vorkommen. In der oberen Oxford-Stufe westlich von Olten sind Schwerminerale und Erzkörner auf die quarzsandigen Schichten beschränkt. Sie kommen vor allem in den sandreichen unteren Günsberger Schichten vor (Tab. 9, siehe auch M. A. ZIEGLER 1962, S. 24).

15. Organisches Material

Organisches Material scheint in den Gesteinen der argovisch-schwäbischen Fazies in geringen Mengen stets vorhanden zu sein. Fast alle diese Gesteine geben beim Anschlagen einen leichten bituminösen Geruch ab. Ein Teil des Bitumens lässt sich nach dem Zerstossen des Gesteins im Mörser mit Methanol auswaschen. Nach Auflösen der Karbonate und Silikate in HCl und HF lässt sich aus dem Rückstand nochmals Bitumen auswaschen. Im Rest konnte bei allen daraufhin untersuchten Proben Cutin und bei einer Probe (37a/7) Suberin nachgewiesen werden. Einige Daten über das organische Material in den Effinger Schichten des Mergelsteinbruchs Jakobsberg bei Wildeggen wurden mir freundlicherweise von den Jura-Cementfabriken Wildeggen mitgeteilt. Die reichste Schicht (37/95, vgl. Taf. XVII) enthält an löslicher organischer Substanz 0,14% bei einem Totalgehalt von 0,70%. Die ärmste Schicht (37/52) enthielt 0,007% lösliche organische Substanz, total 0,12%. Als Lösungsmittel wurden verwendet: CCl₄, Methanol, Aceton und Dioxan. Die unlösliche Substanz dürfte vor allem aus resistenten Stoffen pflanzlicher Herkunft und chitinartigem Material bestehen. Vermutlich von aussen eingewandertes Bitumen konnte nur in einem Falle gefunden werden: In den obersten Geissberg-Schichten des Steinbruchs Hundsbrugg bei Baden (Koord. 664.670/258.220) ist eine Kalkbank (46/1) grauschwarz, in einigen Nestern auch schwarz gefärbt und gibt beim Anschlagen einen intensiven bituminösen Geruch ab.

Dem Bitumen wird insofern einige Bedeutung zugemessen, als es in feinkörnigen Kalken von geringer Porosität die Poren abdichten und somit die Oxydation des Eisensulfids hemmen kann.

II. Organogene Gesteinskomponenten

1. Foraminiferen

Foraminiferen kommen östlich von Olten vor allem in den Birmenstorfer, Effinger und Crenularis-Schichten vor. Textulariiden und Lageniden herrschen vor. In den Birmenstorfer Schichten wurden häufig globigerinenähnliche Formen gefunden («*Globigerina*» *helveto-jurassica* HAEUSLER, vgl. S. 44).

Westlich von Olten führt die obere Oxford-Stufe ebenfalls vor allem Textulariiden und Lageniden. Diese sind in quarzsandigen Oolithen bis Bahamiten häufig. Die nach W. MOHLER (1938) für die obere Oxford-Stufe leitende *Pseudocyclammina* «*sequana*» = *Pseudocycl. jaccardi* (SCHRODT) wurde im untersuchten Gebiet nicht gefunden. Sie fand sich erst in der Hauptmumienbank der Gorges de Court (siehe M. A. ZIEGLER 1962, Taf. II/2, Schicht 12).

2. Schwämme

Kieselschwämme sind als Gesteinsbildner wichtig. Sie kommen selten im eisenoolithischen Kalk der unteren Oxford-Stufe vor. In den Birmenstorfer Schichten findet man sie fast im ganzen Unter-

suchungsgebiet als Bildner von Rasen. Die Effinger Schichten führen – entgegen den Angaben von MOESCH (1867) und SCHALCH (1916, S. 56) – an zahlreichen Stellen Schwämme. Die tieferen Effinger Schichten enthalten von Oberbuchsiten an westwärts, im Raume Wildegg–Schinznach Dorf und bei Blumberg Schwämme und die oberen Effinger Schichten bei Baldingen und Möhringen (Taf. XIX). Die Crenularis-Schichten, die Knollen-Schicht, die obersten Letzi-Schichten und die Badener Schichten führen ebenfalls fast durchwegs Schwämme. Ein Schwammbioherm wurde als Einzelfall in den Birmenstorfer Schichten der Schellenbrücke (Taf. XVII) gefunden. Häufig sind solche Bioherme in den Crenularis-Schichten von Baden und Mellikon (Taf. XVII). In den Hornbuck-Schichten sind kleine Bioherme das charakteristische Merkmal der Schichteinheit (Fig. 2). Die Knollen-Schicht enthält unter der Küssaburg, bei Immendingen und südlich von Möhringen kleine Schwammbioherme und die Letzi-Schichten beim Schloss Brunegg und bei Baden. Hervorzuheben ist, dass grössere Schwämme sehr selten vollständig gefunden werden. In der Regel sind nur Teile fossilisiert, mit oder ohne Erhaltung des Skelettes, das stets vollständig verkalkt auftritt (vgl. S. 30).

3. Hydrozoen und Korallen

Hydrozoen und Korallen sind in erster Linie als Gesteinsbildner und Faziesindikatoren wichtig. Während sie in den Günsberger Schichten vor allem als Rasen und weniger häufig als einzelne Exemplare, Stöcke oder kleine Patch-Riffe auftreten, bilden sie bei Olten ein eigentliches Riff (Taf. XIX). Wenige Korallen-Einzelkelche wurden auch östlich von Olten gefunden: im eisenoolithischen Kalk der unteren Oxford-Stufe am Grund (Profil 55, siehe S. 45), in den Crenularis-Schichten von Mellikon (70/17, siehe Taf. XVII) und von Baden (46/13, siehe S. 29), und im ungefähren Niveau der Knollen-Schicht beim Landvogteischloss in Baden (50/43). In den tiefsten Äquivalenten der Badener Schichten vom Heidenloch südlich von Olten (25/79) fand B. Ziegler 1964 zahlreiche Kelche von *Thecosmilia* sp. (vgl. S. 63).

4. Bryozoen

Bryozoen sind in den untersuchten Gesteinen nicht häufig. In guter Erhaltung und einigermaßen häufig kommen sie nur in der glaukonitischen Bank an der Basis der Effinger Schichten im Randen vor (Taf. III, Abb. 11). Wenig häufig finden sie sich in den aargauischen Birmenstorfer Schichten und in Korallenkalen der oberen Oxford-Stufe westlich von Olten.

5. Brachiopoden

Die Brachiopoden wurden wie die übrige Makrofauna gesammelt. Es zeigte sich, dass sie mit wenigen Ausnahmen ähnlich wie die Ammoniten das flachste Wasser meiden. Sie kommen in ammonitenfreien Gesteinen wohl vor, können aber wegen ihrer geringen Häufigkeit, der noch ausstehenden systematisch-biostratigraphischen Bearbeitung und der im Vergleich zu den Ammoniten längeren Lebensdauer nicht für detaillierte Korrelationen verwendet werden. Sie wurden deshalb ohne nähere Bearbeitung magaziniert.

6. Serpuliden

Zahlreiche Serpelarten, v. a. *Cycloserpula*, treten als Bewuchs auf Schwämmen, Hydrozoen, Korallen und Molluskenschalen auf. *Serpula* (*Cycloserpula*) *gordialis* SCHLOTHEIM bildet Knäuel mit einem Durchmesser von bis zu mehreren cm, die frei im ursprünglich schlammigen Sediment liegen, z. B. in den Crenularis-Schichten des Bözberg im Kt. Aargau (57/14, nordwestlich von Linn). Ebenfalls frei in primär schlammigem Sediment findet man im Aargau Bruchstücke der geraden, vierkantigen Röhren von *Serpula* (*Tetraserpula*) *quadrisulcata* PARSCH in fast allen Gesteinen der mittleren und oberen Oxford-Stufe.

7. Lamellibranchiaten

Es gibt Gesteine wie die Kalke der Geissberg-Schichten, die neben wenig Gastropoden ausschliesslich Muscheln enthalten. Es sind dünnschalige, schlammbewohnende Formen. Im sehr seichten und

stark bewegten Wasser im Gebiet westlich von Olten haben im Oberoxford-Alter vor allem Ostreiden und neben diesen auch dickschalige Pectiniden gelebt.

8. Gastropoden

Die Gastropoden treten in allen untersuchten Gesteinen gegenüber der übrigen Fauna stark zurück. Sie scheinen im untersuchten Gebiet in allen Wassertiefen etwa gleich häufig gewesen zu sein.

9. Cephalopoden

Von dieser Klasse stellen die Ammoniten Formen, die in Häufigkeit und Lebensdauer den Anforderungen an Leitfossilien genügen. Sie haben die Eigenschaft, stark von der Fazies abhängig zu sein (B. ZIEGLER 1963, S. 239). Da entweder kein nennenswerter Transport von leeren Schalen stattgefunden hat oder diese an Küsten in der Brandung grösstenteils zerstört worden sind, treten Ammoniten in der Korallen-Oolithfazies ausserordentlich selten auf. In schwammführenden Gesteinen sind sie angereichert, aber auch dann nicht sehr häufig, wie die folgende Abschätzung zeigt. Die ammonitenreichste Schicht im ganzen Untersuchungsgebiet ist ausser der Glaukonitbank an der Basis der Effinger Schichten im Randen (S. 88) die Schicht 124 des Profils 70 bei Mellikon (vgl. Taf. XVII). Die rund 1 m mächtige Schicht wurde auf einer totalen Ausbisslänge von etwa 100 m systematisch ausgebeutet. Dabei wurden 98 Ammoniten gefunden, präpariert und ausgemessen. Ihre grössten Querschnitte senkrecht zur Windungsebene betrugen zusammen 0,197 m². Dieser Wert ist an der Aufschlussfläche um etwa 5% geringer, da die Ammoniten dort nicht immer durch das Zentrum und längs des grössten Durchmessers geschnitten erscheinen (vgl. FRIEDMAN 1958). Dieser Fehler wird aber durch die sehr schlecht erhaltenen, nicht aufgesammelten Stücke mehr als kompensiert, so dass angenommen werden darf, dass die Ammonitensteinkerne etwa 0,2% des Gesteinsvolumens ausmachen:

Ausgebeutete Aufschlussfläche: 100 m²
Gefundene Ammoniten: 98
Totale Querschnittfläche aller Ammoniten: 0,197 m²
In Prozenten der Aufschlussfläche: 0,197 %

Bei der Schicht 70/124 handelt es sich um einen Kondensationshorizont, weshalb diese Häufigkeit als Extremwert zu betrachten ist. Über die Populationsdichte kann daraus nichts abgeleitet werden.

Auf die für Korrelationen wichtigen Ammoniten wird auf S. 95f. eingegangen.

10. Crustaceen

Ostracoden

Ostracoden sind vor allem in der kondensierten, eisenoolithischen Schicht der unteren Oxford-Stufe und den Birnenstorfer Schichten vorhanden. Für die Effinger Schichten vom Jakobsberg bei Wildegg (Profil 37) hat sich die Feststellung von H. J. OERTLI (1959, S. 12) bestätigt, dass sie vor allem unbestimmbare Kümmerformen enthalten. Die mergeligen oberen Günsberger Schichten vom Gschlief (Profil 14) und Harzergraben (Profil 6) wurden auf limnische Ostracoden untersucht. Es konnten dort keine gefunden werden.

Krebse

Krebse sind an mehreren Stellen gefunden worden: In einem Steinbruch im Roggenhauser Täli oberhalb von Wöschau (Profil 29) fand Dr. J. Hürzeler (Basel) im Schutt Teile von *Glyphaea* sp., die nach dem einschliessenden Gestein aus den Geissberg-Schichten stammen. MOESCH (1867, S. 178) fand in den Letzi-Schichten auf der Letzi, am Geissberg und bei Baden Krebsfragmente.

11. Echinodermen

Die Echinodermen stehen als Gesteinsbildner nach den Schwämmen und Coelenteraten an dritter Stelle. In der Schwamm/Ammoniten-Fazies findet man kaum ein Gestein, das nicht Teile von Echinodermen enthält. Es kommen aber sehr selten unversehrte Seeigel und niemals ganze Seelilien vor.

In einem Anriss zuoberst im Schofgraben (Nordschenkel des Weissenstein, Koord. 606.100/234.150) wurde in einem stark quarzsandigen Kalkmergel der unteren Effinger Schichten ein Seestern (*Pentasteria* n. sp.) gefunden. H. HESS wird das Stück beschreiben und abbilden (*Eclogae geol. Helv.* 61/2, 1968).

Über die Art der Zerkleinerung der Echinodermen ist sehr wenig bekannt. Mit grosser Wahrscheinlichkeit waren dabei nicht nur Zerkleinerung durch Wasserbewegung und Sedimentfresser beteiligt, da man oft beobachtet, dass Echinodermenfragmente – ähnlich wie Muscheltrümmer und andere organogene Hartteile – von ihrer Oberfläche her bis in sehr unterschiedliche Tiefe zu mikritischem, regellos orientiertem Kalzit umgewandelt sind. Soweit diese Mikritisierung nicht anorganischen Ursprungs ist, darf dies nach PEYER (1945), BATHURST (1964) und anderen Autoren als Hinweis auf die Tätigkeit von Mikroorganismen, vor allem von Algen, gedeutet werden. Dieser Mikrit ist gegen Rekristallisation erstaunlich resistent (vgl. BATHURST 1964, Taf. 2–3).

12. Wirbeltiere

Im eisenoolithischen Kalk der unteren Oxford-Stufe treten gelegentlich Zahnbruchstücke auf und in den Birnenstorfer Schichten und den tiefsten Effinger Schichten vom Randen ziemlich oft gut erhaltene Haifischzähne. MOESCH (1867, S. 153) erwähnt grosse Saurierknochen aus den Crenularis-Schichten von Lauffohr¹.

13. Coccolithophoriden

Coccolithen wurden mit dem Elektronenmikroskop in zahlreichen Gesteinsproben festgestellt. Es wurden Abdrücke von polierten und geätzten Anschliffen und von Spaltflächen (nach E. FLÜGEL & H. FRANZ 1967) untersucht. Die Häufigkeit der Coccolithen erwies sich als faziesempfindlich. Auf eine nähere Bestimmung der Formen wurde angesichts des gegenwärtigen Standes der Systematik verzichtet. Die gefundenen Coccolithen fallen alle in den Formenkreis *Ellipsagelosphaera frequens* NOËL (Taf. X, Abb. 39 und Taf. XI, Abb. 41). Die Herkunft der untersuchten Proben geht aus Fig. 1 hervor. Die Häufigkeit der Coccolithen nimmt in der oberen Oxford-Stufe mit der Wassertiefe von E nach W ab. Während in Probe 91/101 (Wangental-Schichten, Immendingen) rund 1 Million Coccolithen pro cm³ Gestein gefunden worden sind (dies entspricht einem Anteil am Gesteinsvolumen von etwa 0,004%), ergab Probe 70/88

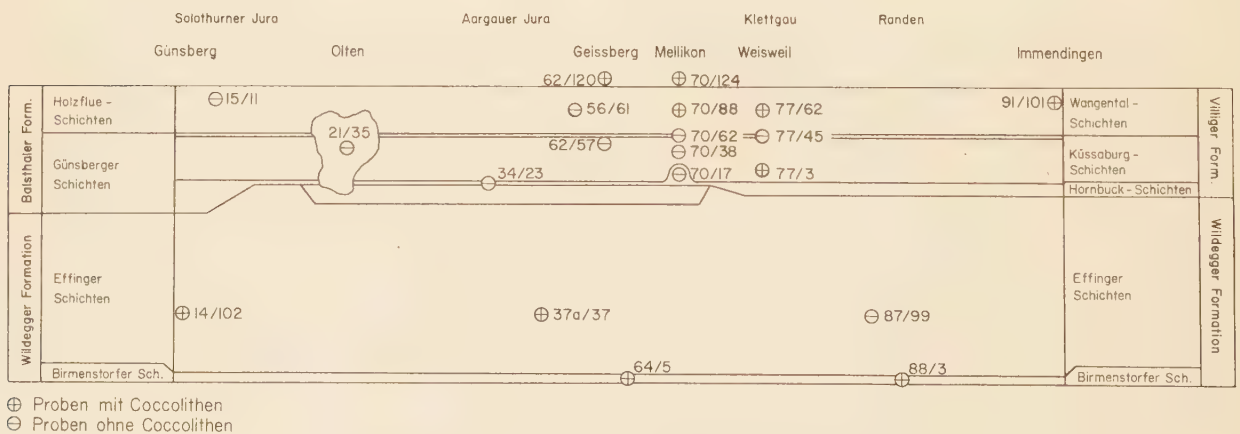


Fig. 1: Herkunft der auf Coccolithen untersuchten Proben.

¹ Siehe auch B. KREBS 1967.

(Letzi-Schichten, Mellikon) noch etwa 150000 Coccolithen pro cm³. Von Gehalten von 50000 pro cm³ an abwärts wird die Häufigkeitsabschätzung unsicher, insbesondere, weil dann der Einfluss der inhomogenen Verteilung zunimmt. Die negativen Proben in Fig. 1 sind deshalb wahrscheinlich mehrheitlich nicht ganz coccolithenfrei, sondern haben nur einen geringen Gehalt (vgl. FLÜGEL & FRANZ 1967b, Taf. III, Fig. 4).

Aus den wenigen Stichproben darf vermutet werden, dass die Birnenstorfer und Effinger Schichten im ganzen Untersuchungsgebiet Coccolithen führen. Die Villiger Formation scheint im Klettgau durchwegs Coccolithen zu enthalten. Deren Häufigkeit nimmt nach SW ab. Im Aargau ist diese in den Letzi-Schichten grösser als in den Wangener Schichten.

14. Dinoflagellaten

Dinoflagellaten wurden aus den Birnenstorfer und Effinger Schichten von Wildeggen (Profil 37) isoliert. F. J. GSELL (1968) fand in einem kleinen Aufschluss in den Effinger Schichten südöstlich von Stüsslingen (Koord. 640.580/248.520) eine reiche Vergesellschaftung von Dinoflagellaten in guter Erhaltung.

15. Algen

Zahlreiche Krusten und Knollen werden unten nach ihrer Form mit Vorbehalt Kalkalgen zugeschrieben, obwohl sie keine kalzitgefüllten Fäden erkennen lassen (vgl. S. 30 und 38). Die Kalkalgenknollen der untersuchten Gesteine zeigen ausser den Solenoporen nur selten Feinstrukturen.

H. GLÜCK (1914) hat ein Gebilde aus dem marinen Tertiär von Süddeutschland als Codiacee beschrieben und *Microcodium* genannt. Dasselbe fand F. STUMM (1964) in tertiären Kalken des Basler Tafeljura. Auf S. 171 stellt STUMM fest, dass die Microcodien in Komponenten des Kalkes eindringen. E. KAMPTNER (1960) und L. HAUBER (1960) gaben Abbildungen von Microcodien aus dem Eozän des Basler Tafeljura. F. DEMIRMEN & J. W. HARBAUGH (1965) bildeten Aggregate von «strained calcite» aus einem permischen Kalkstein von Kalifornien ab. Da sie keine Anzeichen für tektonische Deformation fanden, nahmen sie chemische Prozesse als mögliche Ursachen für die gebogenen Kalzitprismen an. Aus ihrer Abb. 11 geht hervor, dass es sich wahrscheinlich um «*Microcodium*» handelt. Im Untersuchungsgebiet hat erstmals A. PAPADOPOULOS (1960) «*Microcodium*» gefunden. Er deutete die Gebilde als «Umkristallisationserscheinungen» (Abb. 18 und 19), obschon er bemerkte, dass sie «wie Füllungen von Frassgängen erscheinen». PAPADOPOULOS hatte sein Material aus den Wangener Schichten von einem Steinbruch nordwestlich von Linn (Profil 57 der vorliegenden Arbeit). In den unteren, oolithischen Crenularis-Schichten tritt «*Microcodium*» dort als grobkristalline, grünlich- bis honiggelbe Masse auf Klüften oder mitten in den Kalkbänken in mehrere Zentimeter grossen Nestern auf. Die Bank 14 (15 m ab Basis des Profils, vgl. Taf. XIX, Sammelprofil 1) ist nahe der Schichtoberfläche nur noch schwach oolithisch und intensiv von Grabgängen durchzogen, die bis über 10 mm Durchmesser haben. Diese können vollständig von «*Microcodium*» erfüllt sein. Einige Grabgänge sind aber nur an der Grenzfläche Füllung/Sediment von einer dünnen Schicht «*Microcodium*» verdrängt. In den oberen, weissen Wangener Schichten durchsetzen von «*Microcodium*» vollständig erfüllte Grabgänge Ammoniten und Pholadomyen. Auch im Dünnschliff erkennt man Verdrängungen von Fossiltrümmern durch diese Bildungen. Das bedeutet, dass sich «*Microcodium*» in diesen Gesteinen frühestens während der frühen Diagenese unter Sedimentbedeckung gebildet hat. In besonders dünnen Schliffen erkennt man vor allem in der Nähe vom Kontakt «*Microcodium*»/Nebengestein, dass die gebogenen Kalzitprismen von gelblichen, sehr feinen Fäden durchzogen sind. Diese streben von der Achse der Prismen im Bogen gegen die Oberfläche und haben einen Durchmesser von weniger als 1 μ (Taf. VI, Abb. 24). Wegen dieses geringen Fadendurchmessers ist es unwahrscheinlich, dass es Algenfäden sind. Es könnte sich um Pilzfäden handeln. Diese bewirken offenbar auch die geringere Wetterfestigkeit des Microcodien-Kalzites gegenüber dem Nebengestein und dessen gelbliche Farbe. Bei der Verwitterung werden die Kalzitprismen aufgelöst. Es bleibt ein Rückstand von Limonitstaub.

Schliesslich sei auf die Spuren von Bohralgen hingewiesen, die auf S. 44 und S. 45 beschrieben sind, und auf die mit Kieselschwämmen vergesellschafteten «Krusten» (siehe S. 30).

16. Pilze

Vermutliche Pilzmycelien sind auf S. 44 und S. 45 beschrieben (vgl. Taf. II, Abb. 5). Weitere vermutliche Mikroorganismen sind auf S. 80 erwähnt.

17. Holz und andere Pflanzenreste

Kleine, verkohlte Schwemmholzreste wurden im Mumienschichtle (S. 55) der Erzgrube Blumberg festgestellt (88/2). In den erfolglos auf limnische Ostracoden untersuchten Mergeln der Günsberger Schichten (S. 23) wurde auch kein Schwemmholz gefunden. Dagegen dürften feinste Teile von Blättern in der Oxford-Stufe westlich und östlich von Olten weit verbreitet sein, da in den auf Pollen untersuchten Mergelproben der oberen Günsberger Schichten vom Gschlif (Profil 14), den Birnenstorfer und Effinger Schichten vom Jakobsberg (Profil 37) und Kalken der Villiger Formation vom Villiger Geissberg ausnahmslos feinste Teile von Cutin gefunden worden sind.

B. Gesteinstypen

I. Vorbemerkungen zur Klassifikation

Da es noch keine allgemein anerkannte Klassifikation der Karbonatgesteine gibt, ist man in der Abgrenzung der Gesteinstypen weiterhin frei. Solange die Genese vieler Kalksteine Unklarheiten aufweist, ist eine rein beschreibende Klassifikation erwünscht. Dieser Forderung kommt R. L. FOLK (1959) nahe, doch ist seine Klassifikation nur auf mikroskopisch untersuchte Kalksteine anwendbar. Den folgenden Beschreibungen der Mikrofazies wird soweit als möglich die Benennung nach diesem Autor angefügt.

II. Kalksteine

1. Rasen- und Riffkalke

K. VOGEL (1963) hat die deutschen Begriffe Rasen und Riff neu umschrieben. Von einem Rasen soll nach diesem Autor nur gesprochen werden, wenn die ihn bildenden Organismen sessil waren. Für Horizonte z. B. von Kalkalgenknollen muss also weiterhin der Begriff Biostrom verwendet werden. Als Riff im Sinne von VOGEL können auch stützen- oder kuppelförmige Körper von Schwammkalk klassiert werden. Damit bekommt der Begriff eine ähnliche Bedeutung wie das angelsächsische «bioherm».

H. A. LOWENSTAM (1950) fasste den Begriff enger. Er hebt die Fähigkeit rezenter Riffbildner hervor, bis in den Bereich starken Wellengangs hinauf zu wachsen, d. h. das durch stark bewegtes Wasser weggeführte Kalziumkarbonat rascher zu ersetzen, als es abgetragen werden kann. Die Organismen sind dadurch imstande, das Milieu der Umgebung aktiv zu beeinflussen, während das Wachstum aller übrigen Bildner von Biohermen vom Milieu der Umgebung bestimmt wird. Die oberste Wachstumsgrenze aller nicht riffbildenden Bioherm-Organismen ist die Wellenbasis, wie dies z. B. die Schwamm-bioherme des oberen Malm von Arnegg (Schwäbische Alb) zeigen (S. PAULSEN 1964).

Im folgenden wird der Begriff «Riff» im Sinne von LOWENSTAM (1950) gebraucht, um den fundamentalen Unterschied in der Ökologie von Korallen- und Schwammbiohermen zum Ausdruck zu bringen.

a) Koralligene Kalksteine

Koralligene Kalke sind von Olten an westwärts ziemlich verbreitet. Ein eigentliches Riff scheint nur in der oberen Oxford-Stufe der Region Olten vorhanden zu sein. An allen übrigen Orten bilden die Korallen – wahrscheinlich wegen geringer Wassertiefe – lediglich Rasen und Schwarten (extrem in die Breite gewachsene Stöcke).

α. Korallenrasenkalk vom Gschlif (Günsberger Schichten, 14/165; vgl. Taf. XVIII)

In den untersten 4 Metern der Mergel der mittleren Günsberger Schichten (vgl. Fig. 3) vom Gschlif oberhalb Günsberg kommen drei Korallenkalk-Bänke vor. Sie sind 10–20 cm mächtig und durch Mergellagen getrennt.

Makroskopische Beschreibung (AS 14/165; vgl. Taf. VII, Abb. 28): An der Unterseite der Bank liegt eine Lage von schlecht bis gut gerundeten Fossiltrümmern, meist Korallendetritus, von 1 bis über 5 mm Korngrösse. Darüber folgt ein Kalkarenit mit denselben Fossiltrümmern nebst grösseren Ooiden. In diesem liegen auch umgekippte Einzelkelche von *Axosmilia*, kleine Ostreiden und *Ctenostreon proboscideum* Sow. Die letzteren Muscheln liegen stets mit der konvexen Seite nach oben. Der Raum darunter ist manchmal nur teilweise vom umgebenden Sediment erfüllt. Den Rest nimmt grobkristalliner Kalzit-Sekundärzement (Sparit) ein. Der obere Teil der Bank wird von schwartenförmigen Korallenkolonien gebildet, die sich über eine Fläche von mehreren dm² ausbreiten können, jedoch nie mehr als wenige Zentimeter mächtig werden. Am häufigsten sind die Gattungen *Thamasteria* und *Isastraea*, daneben findet man auch *Stylina* und *Microsolena*. Letztere bildet Kolonien von sehr flacher Kalottenform, deren Unterseite offenbar nur an einem oder wenigen Punkten auf der Unterlage festsass. Diese Unterseiten zeigen einen reichen Bewuchs von Serpeln mit wenigen Bryozoen (*Berenicea*?). Auch die Oberseiten von Korallenkolonien können denselben Bewuchs zeigen. Eine Schwarte wird im allgemeinen von einer einzigen Korallenart aufgebaut. Sie lässt ihre Feinstruktur vor allem dann deutlich erkennen, wenn nach dem Absterben der Kolonie das umgebende Sediment in die Wohnräume der Tiere eindrang. Sonst ist die Schwarte nur als eine homogene, milchig-trübe Masse von feinkristallinem Kalzit erhalten, in der man nur auf angeschliffenen Flächen oder im Dünnschliff noch Reste der Korallenstruktur erkennt. Die Schwarten sind häufig von Bohrmuscheln, wahrscheinlich *Lithodomus*, angebohrt. Die Löcher, in denen die Schale der Muschel fast stets erhalten ist, sind mit umgebendem Sediment erfüllt. Über diesen Schwarten folgt mit scharfer Grenze die nächste Mergellage.

Mikroskopische Beschreibung (DS 14/165; vgl. Taf. VII, Abb. 29): Der grösste Teil des Schliffes wird von einem Kalkarenit eingenommen. Dessen Grundmasse besteht aus mikrokristallinem Kalzit in Korngrössen von 1–5 μ . Sie enthält verhältnismässig viel detritischen Quarz. Dieser ist kantig und nur schwach korrodiert. Die maximale Korngrösse beträgt 120 μ . Auch Glaukonit kommt in sehr geringen Mengen vor. Er überschreitet Korngrössen von 90 μ nicht und ist kantig bis schlecht gerundet, z. T. auch oberflächlich korrodiert. Er ist also wahrscheinlich allochthon.

Es gibt schlierenförmige Bereiche, in denen die Grundmasse keine Kalkarenit- bis Ruditpartikel enthält. In Bereichen, in denen die Kalksandkörner besonders dicht gepackt sind, ist die Grundmasse zu einem gröberen Kalzit-Mosaik rekristallisiert. Dass es sich dabei nicht um Sekundärzement handelt, wird durch den detritischen Quarz angezeigt, der in diesem Zement in gleicher Häufigkeit und in gleichen Korngrössen auftritt wie in der unveränderten Grundmasse.

Als Komponenten kommen vor: Schlecht bis gut gerundete Bahamide (vgl. S. 32) in Korngrössen von 30–350 μ und Ooide mit Durchmessern bis zu 1500 μ , vorwiegend aus mikrokristallinem, regellos orientiertem Kalzit in Korngrössen von 1–4 μ (vgl. S. 35). Daneben findet man unregelmässig geformte Körper aus mikrokristallinem Kalzit in Korngrössen bis zu mehreren Millimetern. Ihre wolkige Textur und undeutliche, fadenartige Partien aus etwas gröberem Kalzit deuten darauf hin, dass es sich um Kalkalgenknöllchen handelt. Dasselbe Material kann auch Ooide umkrusten. Bahamide, Ooide und Kalkalgenknollen machen zusammen etwa die Hälfte der Komponenten aus. Der Rest wird von Fossilien und Fossildetritus in allen Korngrössen gebildet. Es sind vor allem Trümmer von Korallen, Schwämmen und deren isolierte Nadeln, Seeigelstacheln nebst anderen Echinodermmentrümmern, sowie Teile von Brachiopoden, Gastropoden und Muscheln. Die letzteren drei zeigen oft kleine Sphärolithe von Quarzin, deren Wachstum immer im Schaleninnern beginnt (vgl. E. COTTER 1966, S. 768). Ein Nerineenbruchstück, das aus grobkörnigem Kalzit besteht, enthält euhedralen Dolomit. Diese Einkristalle haben nicht dieselbe Orientierung wie die grobkristallinen, anhedralen Kalzite, in denen sie sitzen. Daneben findet man die gleichen Rhomboëder, ebenfalls anders orientiert als der umgebende Kalzit, und Einkristalle, die aber aus Kalzit bestehen. Diese sind Pseudomorphosen von Kalzit nach Dolomit. Schliesslich sieht man Umrisse und innere Spaltflächen von Rhomboëdern, die als limonitische Häute erhalten sind. Sie sitzen beliebig im grobkristallinen Kalzitmosaik, entweder in den Körnern oder gehen quer über die Korngrenzen. Diese Kalzit-Pseudomorphosen nach Dolomit sind nach ihrer Bildung mit der einschliessenden Nerinee rekristallisiert. Die euhedralen Kalzite mit abweichender Orientierung sind nach der Rekristallisation der Nerinee entstanden (siehe auch S. 80).

Die Foraminiferen sind durch Pseudocyclamminen und Textulariiden vertreten.

Im unteren Teil des orientierten Dünnschliffes liegt der umgestürzte Kelch einer *Axosmilia* sp. Ihre Septen sind zu einem fein- bis mittelkristallinen Kalzit-Mosaik rekristallisiert. Die Synaptikel bilden in unregelmässigen Abständen konzentrische Querwändchen. Die Zwischenräume sind ganz oder teilweise mit Sediment gefüllt. Dieses ist z. T. identisch mit demjenigen ausserhalb des Kelches: Kalkarenit bzw. Kalkpelit. Daneben findet man aber auch Kalksilt, der aus Bahamiden der Korngrössen 10–40 μ besteht. Diese zeigen teilweise sehr schönes «merging» (vgl. S. 42 und F. W. BEALES 1958, Taf. 1, Abb. 3). Die leergebliebenen Hohl-

räume sind mit mittelkristallinem Kalzit gefüllt, der sich von demjenigen der Septen nicht unterscheidet. An der Grenzfläche Hohlraum-Septum bleibt aber stets ein schmaler Saum von mikrokristallinem Kalzit bestehen.

Der oberste Teil des Schliffes durchschneidet einen 1–2 cm mächtigen Rasen von *Isastraea* sp., der auf einer ton- und quarzsandreichen Grenzschicht aufliegt. Diese ist höchstens 250 μ mächtig und stellenweise zu einem Styolithen reduziert. Sie zeigt eine sehr starke Verlangsamung der Sedimentationsgeschwindigkeit an, die die Ansiedlung von Korallen begünstigte. Die Hauptmasse des Korallenrasens besteht aus grobkristallinem Kalzit, der von unregelmässigen Zonen feineren Kalzits durchsetzt ist. Dadurch kommt wahrscheinlich das milchige Aussehen eines frischen Bruches zustande. Die Schwarte ist von einem horizontalen Muschel-Bohrloch durchbrochen.

Gesteinsbezeichnung nach R. L. FOLK (1959): Ts IV bp: Lr Biopel-dismikruditischer Korallenbiolithit.

β . Korallen/Hydrozoen-Riffkalk vom Born (Balsthaler Formation, 21/35; vgl. Taf. XVIII)

Makroskopische Beschreibung: siehe S. 75f. (vgl. auch S. 94f. und 109).

Mikroskopische Beschreibung (vgl. Taf. IX, Abb. 35): Die Grundmasse besteht aus sehr feinkörnigem Kalzit mit einer Korngrösse von 1 bis 3 μ . Sie ist verschieden ausgebildet: Einerseits völlig homogen mit wenig feinstem Fossildetritus (Korngrösse bis zu 50 μ). Andererseits sieht man Übergänge zu einer feinen «structure grumeleuse» (vgl. L. CAYEUX 1935, Taf. 18, Abb. 68). Es handelt sich dabei wohl um Kotpillen mit einem Durchmesser von 20–80 μ . Schliesslich ist die Grundmasse reich an unregelmässig geformten bis gut gerundeten «Geröllen», die teilweise Schwundrisse zeigen. Es handelt sich dabei um mit Kalkpelit gefüllte Septenzwischenräume von Korallen (vgl. S. 39) oder um Füllungen von *Lithodomus*-Schalen. Diese sind nach Auflösung der Korallen, bzw. nach dem Auseinanderfallen der Muschelklappen noch nicht durchwegs erhärtet gewesen und wurden teilweise noch umgelagert und der Austrocknung unterworfen. Das Gestein enthält kein terrigenes Material.

Fossilien: wenige Schwammnadeln und Bruchstücke von Schwämmen, Seeigelstacheln, grosse Trümmer von Hydrozoen-Schwarten mit aufgewachsenen Nubecularien und Serpeln. In den Fossiltrümmern kommen wenige kleine Verkieselungen vor. In runden Löchern von bis zu 5 mm Durchmesser sitzen Bohrmuscheln der Gattung *Lithodomus*. Die Löcher sind stets von homogenem Mikrit erfüllt.

Gesteinsbezeichnung nach FOLK (1959): IV b: Lr Mikruditischer Korallenbiolithit.

b) Spongiolithische Kalke

In Anlehnung an K. VOGEL (1963) wird hier von Rasen nur gesprochen, wenn sich die Schwämme noch in Lebensstellung befinden. Solche finden sich vor allem in den Birnenstorfer Schichten, weniger häufig auch in den Crenularis-Schichten.

α . Schwammrasenkalk von Baden (Crenularis-Schichten, 46/13)

Dichtbewachsene Schwammrasen wurden nur in den Crenularis-Schichten gefunden. Das schönste Beispiel ist die Bank 22 im Profil 46 des Steinbruchs Hundsbusch bei Baden.

Makroskopische Beschreibung: Zwischen zwei schwammführenden Kalkbänken liegt eine 20 cm mächtige Bank von Mergelkalk. Dessen Farbe ist hell bräunlichgrau und der Bruch rau. An der Obergrenze befinden sich Rasen von 25–30 mm hohen Kelchen der Gattung *Sporadopyle*. Die Schwämme stehen Kelch an Kelch, ohne Zwischenräume, wobei bis zu 5 Kelche vom gleichen Punkt aus sprossen können. Der Kalk der Schwammkörper ist rötlichbraun-wolkig und erscheint feinkörniger als das umgebende Sediment, das Glaukonit in erheblicher Menge und feinen Fossildetritus enthält. Die Schichtoberfläche ist stellenweise mit 5–10 mm mächtigen Schwamlappen mit knotiger, rauher Oberfläche überzogen. Diese bestehen ebenfalls aus rotbraunem, wolkigem, feinkörnigem Kalk.

Mikroskopische Beschreibung: Die Grundmasse besteht aus 20–70 μ grossen Bahamiden von mikritischem Kalzit (Korngrösse 0,5–4 μ). Diese sind unregelmässig geformt oder rundlich bis oval und ohne scharfe Begrenzung, so dass bei einer Schliffdicke von 10 μ an aufwärts die Grenzen der Bahamide verschwimmen und ein feinwolkiges Bild entsteht. Nesterweise ist zwischen den Bahamiden wenig Zwischenmasse vorhanden, die ein Kalzit-Implikationsgefüge mit Korngrössen von 5–10 μ zeigt. Sie ist vermutlich aus mikritischem Kalzit der Korngrössen von 0,5–4 μ durch kornvergrößernde Rekristallisation entstanden. Darin sitzt vermutlich auch der Ton, da diese Zwischenmasse beim Schleifen unter 5 μ Schliffdicke vollständig ausgewaschen wird. Stellenweise ist diese Masse durch Limonit intensiv braun gefärbt. In diesem Fall treten die mikrokristallinen Kalkpartikel mit scharfer Begrenzung deutlich hervor (siehe Taf. V, Abb. 20; DS 56/1).

Detritischer Quarz tritt in einer Menge von weniger als 1 % und in Korngrössen von 20–60 μ als kantige Körner auf. Glaukonit kommt selten frei im Sediment als schlecht gerundete Körner von 20–70 μ Durchmesser vor. Fossildetritus bildet etwa die Hälfte des Gesteinvolumens. Mehrere Millimeter grosse Tuberoide von Hexactinelliden liegen regellos im Sediment. Die bereits erwähnten Schwamlappen an der Schichtoberfläche zeigen nur noch undeutliche Reste eines Hexactinelliden-Skelettes. Ein im Dünnschliff angeschnittener Lappen besteht aus mikrokristallinem Kalzit, der aber stark mit sehr feinen Limonitklümpchen, Fossildetritus und Glaukonit durchsetzt ist. Ehemalige Hohlräume des Schwammkörpers sind mit dem umgebenden Sediment erfüllt. Die Skelettreste bestehen aus etwas grobkörnigerem Kalzit als der übrige Schwammkörper und heben sich deshalb im Durchlicht hell von diesem ab. Fragmente von Seeigelstacheln und andere Echinodermentrümmer liegen in allen Korngrössen von 600 μ bis an die untere Grenze des Erkennbaren in grosser Menge vor. Wenig häufig sind Brachiopodenschalen, Lamellibranchiatentrümmer und Serpeln, selten Bryozoen und Foraminiferen.

Auf einem Korallenbruchstück, das in diesem Gestein an sich bemerkenswert ist, sitzt eine Kruste von mikrokristallinem Kalzit und wolkig-fleckigem Aussehen. Als Einschlüsse kommen darin feiner Fossildetritus und feine Röhren von *Tolypammina* sp. (sessile arenazische Foraminiferen) vor. Es handelt sich wahrscheinlich um eine Kalkalgenkruste. Auf dieser sitzt ein Knäuel von *Cycloserpula*. 0,3–2 mm grosse Klumpen dieses vermutlichen Algenmaterials liegen auch frei im Sediment. Sie sind vor allem an der Oberfläche mit feinkörnigem Glaukonit (Korngrösse 20–80 μ) stark durchsetzt und erscheinen deshalb von blossen Auge als grosse «Glaukonitkörner» (vgl. S. 19).

Gesteinsbezeichnung nach FOLK (1959): IVbi; Lr Biopel-mikruditischer Schwamm-Biolithit. Bezeichnung nach O. F. GEYER (1962): Tuberolithischer Spongiolith.

β. Schwammbiohermkalk von Mellikon (Crenularis-Schichten, 70/17; vgl. Taf. XVII)

Der Ausdruck Riff sollte nach K. VOGEL (1963) nur gebraucht werden, wenn die gerüstbildenden Organismen nicht umgelagert sind und sich deutlich über das umgebende Sediment erhoben haben. Ein Riff im Sinne VOGELS entspricht dem englischen Begriff Bioherm. Danach können die «Schwammstotzen» der Hornbuck-Schichten als Grenzfälle von Biohermen betrachtet werden (vgl. Fig. 2, S. 53), die dadurch zustande kommen, dass Schwammrassen während längerer Zeit am gleichen Ort übereinandergewachsen sind und sich zeitweise wenig (höchstens 60 cm) über das umgebende Sediment erhoben haben. Da der schwammhaltige Kalkstein massig und porenarm ist und der Verwitterung besser widersteht als der umgebende gebankte, leicht poröse Kalk, treten diese Schwammkalke an Steilhängen oder Strassenanschnitten als «Stotzen», d. h. Pfeiler hervor und täuschen ein steiles Schwammgebäude vor. Die Mergelzwischenlagen der benachbarten gebankten Kalke, die sich meistens durch die Bioherme durchverfolgen lassen, zeigen aber, dass sich diese nur ausnahmsweise, in wenigen Stadien der Entwicklung, über den umgebenden Kalkschlamm erhoben haben.

Eigentliche Schwammbioherme grösseren Ausmasses wurden lediglich in den Crenularis-Schichten westlich von Baden (Profil 47 auf Taf. XVII) und in den Crenularis-Schichten des Steinbruchs der Schweizerischen Sodafabrik bei Mellikon gefunden (Profil 70, auf Taf. XVII, ferner Taf. XIX). Aber auch in Mellikon erreicht die heute sichtbare höchste Erhebung der Bioherme über das umgebende Sediment nur wenige Meter, was im Vergleich zu den württembergischen Schwammbiohermen, etwa denen des oberen Malm östlich von Fridingen an der Donau, bescheiden ist. Im folgenden soll das östlichste der im Steinbruch Mellikon aufgeschlossenen Bioherme kurz beschrieben werden.

Die Basis des Bioherms ist nicht aufgeschlossen. Seine sichtbare Höhe beträgt 17 m und seine Breite 60 m. Es besteht aus massig und rauh anwitternden Kalkbänken, deren Mächtigkeit im einzelnen erheblich schwankt. Die Ober- und Unterflächen der Bänke sind rauh und bucklig. Auffällig sind die häufigen und bis zu 30 cm mächtigen Mergellagen zwischen den Kalkbänken. Die Erhebung des Bioherms kam dadurch zustande, dass durch lockeres rasenartiges Schwammwachstum in den einzelnen Bänken auf einer begrenzten Fläche deren Mächtigkeit ein wenig erhöht wurde. Dafür sind wahrscheinlich vor allem folgende Vorgänge verantwortlich:

Erstens scheinen die toten Schwämme von oben «einregnenden» Kalkschlamm und Ton (A. ROLL 1934, S. 224) bei allfälligen Strömungen des Bodenwassers besser festgehalten zu haben als die umgebende offene und ebene Sedimentoberfläche (vgl. auch R. N. GINSBURG & H. A. LOWENSTAM 1958). Zweitens entstand beim Verwesen abgestorbener Schwämme etwas Ammoniak, der seinerseits CaCO_3 fällte (sog. Verwesungskalk, vgl. A. ROLL 1934, S. 225 und G. K. FRITZ 1958).

Schliesslich trugen die schwammbegleitenden Organismen wie Algen, sessile Foraminiferen und in geringerem Umfang die übrige kalkabscheidende Makrofauna zur vermehrten lokalen Sedimentanhäufung bei. Durch Überlagerung mehrerer solcher leicht angeschwollener Bänke ergab sich primär eine deutliche domartige Erhebung der schwammbewachsenen Gebiete über den umgebenden Meeresboden, die durch stärkere Kompaktion der benachbarten schwammfreien Sedimente sekundär noch verstärkt worden sein kann. Nach Aussetzen des Schwammwachstums legten sich normale Kalkbänke über das Bioherm. Deren Mächtigkeit war über der domartigen Erhebung reduziert, solange, bis nach Ablagerung mehrerer Bänke das Relief wieder ausgeglichen war.

Makroskopische Beschreibung (AS 70/17; vgl. Taf. VI, Abb. 23): Mehr als die Hälfte des Gesteins besteht aus dichtem Kalk von gelblichgrauer Farbe. Er ist nicht ganz homogen. Im Anschliff erscheint er undeutlich wolkig. Darin liegen v. a. Tellerschwämme von bis zu 20 cm Durchmesser und 0,5 bis 1 cm Dicke mehr oder weniger flach. Bald sind Körper und Skelett der blassbraunen

Schwämme tadellos erhalten, bald ist der Schwamm, vor allem bei unvollständiger Erhaltung, nur noch als strukturlose, hellbraune Masse von dichtem Kalk erhalten. Es gibt Bänke, in denen die Schwämme fast nur als «Bruchstücke» in beiden Erhaltungsarten vorkommen. Da die unbeschädigt in Lebensstellung eingebetteten Schwämme nicht so häufig sind, dass sie sich gegenseitig berühren, und die Schwammteile überwiegen, kann von einem festen Schwammgerüst des Bioherms im Sinne A. ROLLS (1934) nicht gesprochen werden. Die Schwamm-«Trümmer» sind wahrscheinlich nicht durch Zerkleinerung in turbulentem Wasser entstanden, sondern durch unvollständige Fossilisation (vgl. FRITZ 1958, S. 37). Sie liegen beliebig orientiert im Sediment, wie die begleitenden Muschel- und Brachiopodenschalen, und sind in der Regel wie letztere beidseitig mit Krusten von milchig-trübem, mikrokristallinem Kalzit bewachsen, die vermutlich von Kalkalgen stammen (K. HILLER 1964, S. 156). Solche Krusten («freie Krusten» HILLERS) finden sich vor allem auf den Schichtoberflächen als lockere, bis 2 cm mächtige Lagen, deren Zwischenräume mit Kalkschlamm erfüllt sind. Sie liefern wie die Schwämme Trümmer, die man nicht immer von letzteren unterscheiden kann und deshalb am besten mit G. K. FRITZ (1958, S. 77) Tuberoide nennt.

Besonders häufig in diesen Krusten, aber auch frei im Sediment, sind kleine, milchigweisse Flecken von meist 1–2 mm Durchmesser. Diese konnten im Anschliff als Knäuel feiner, serpelähnlicher Röhren von *Tolypammina vagans* (BRADY) bestimmt werden (vgl. HILLER 1964, Taf. 16, Abb. 3). Von diesen agglutinierenden Foraminiferen nimmt K. FRENTZEN (1944) an, dass sie teilweise in den noch lebenden Schwämmen gewachsen sind. Im vorliegenden Material von Anschliffen gut erhaltener Schwämme sind sie jedoch nur selten im Innern der Schwammkörper zu finden, sehr häufig dagegen an deren Oberfläche oder in den HILLERSchen Krusten.

Als Besonderheit findet man nicht selten kleine Einzelkelche von Korallen in umgekippter Lage, die oft noch mumienartig umkrustet sind. Muscheln sind häufig, vor allem Pectiniden. Weniger häufig finden sich Brachiopoden. Deren Klappen liegen fast stets einzeln und in beliebiger Lage im Sediment. Sie sind auch meist beidseitig mehr oder weniger stark mit Krusten bewachsen.

Mikroskopische Beschreibung (DS 70/17): Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinem Kalzit mit Korngrößen von 1–5 μ . Detritischer Quarz ist selten. Er liegt in Korngrößen von 10–60 μ (im Mittel 18 μ) vor. Glaukonit fehlt im Dünnschliff, wurde aber im Anschliff desselben Handstücks in geringer Menge gefunden.

Von den Fossilien überwiegen die Schwämme. Sie liegen teils als Lappen mit gut erhaltenem Skelett vor. Dieses ist stets vollständig verkalkt. Der mikrokristalline Kalzit, der den Weichkörper ersetzt, ist deutlich feinkörniger als die Grundmasse und erscheint deshalb im Durchlicht dunkler (vgl. HILLER 1964, S. 72). Dieser Kalk enthält weder detritischen Quarz noch organogenen Detritus, weshalb er am besten als Verwesungskalk im Sinne von A. ROLL (1934) und G. K. FRITZ (1958, S. 64) gedeutet wird. Wie FRITZ (S. 35) zeigt, trägt auch feinverteiltes Bitumen zu dieser Dunkelfärbung bei. Auf der Ober- und Unterseite eines offenbar umgelagerten Schwammes sitzen Krusten aus ebenfalls sehr feinkörnigem Kalzit, der gegenüber der Grundmasse dunkler erscheint. Dieser enthält feinen organogenen Detritus, detritischen Quarz und Röhrchen von *Tolypammina vagans*, und besteht also nur teilweise aus Verwesungskalk. Die Umkrustung ist mumienartig und vermutlich von kalkfällenden Algen verursacht.

Die Tuberoide von Schwämmen zeigen meist nur noch Spuren des Skelettes und lassen oft keine deutliche Grenze gegen die Grundmasse erkennen. Ferner liegen kleine dunkle Knöllchen aus mikrokristallinem Kalzit in der Grundmasse. Diese enthalten deutliche Röhren, wobei es sich wahrscheinlich um Knäuel von *Tolypammina* handelt. Andere haben eine undeutlich konzentrische oder unregelmässig wolkige Textur und enthalten nahe der Oberfläche häufig feinkörnigen Glaukonit. Letztere sind vermutlich Kalkalgenknollen, da dasselbe Material Trümmer von Muscheln und Brachiopoden mumienartig überkrustet (vgl. S. 62 und 69). Die *Tolypammina*-Knöllchen erscheinen im Anschliff milchig weiss. Die übrigen Foraminiferen sind selten: Es fanden sich eine *Lenticulina* sp. und wenige Textulariiden. Ostracoden sind etwas häufiger. Selten lassen sich feiner Detritus von Echinodermen und Fragmente von Bryozoenkolonien beobachten; Muscheln und Brachiopoden scheinen nur als mehr oder weniger intakte Klappen vorzuliegen.

Gesteinsbezeichnung nach R. L. FOLK (1959): IVb: Lr Intramicruditischer Schwammbiolithit.

c) Algenkalke

Bereits im letzten Abschnitt wurden Kalkkrusten beschrieben, von denen auf Grund des Habitus angenommen wird, dass sie von kalkabscheidenden Algen gebildet wurden. Es konnten aber bisher in diesen Krusten keine Spuren von Algenfäden nachgewiesen werden.

α. Eisenschüssiger Algenkalk (?) vom Berchenwald bei Dangstetten (untere Oxford-Stufe, 73/3)

Makroskopische Beschreibung (AS 73/3; vgl. Taf. I, Abb. 2): Das Gestein hat eine rostbraune Farbe, fleckenweise ist diese auch olivgrau. Es liegt über der als Limonit-Hardground ausgebildeten Schichtfläche des *anceps-athleta*-Eisenooliths und schliesst oben seinerseits mit einem Limonit-Hardground ab. Die Mächtigkeit des abgebildeten Schichtausschnittes beträgt 5 cm. Dicht nebeneinander stehen kopfartige Erhebungen aus eisenschüssigem Kalk mit wolkiger Textur. Man erkennt deutliche, fein gewellte Anwachsstreifen. Als Einschlüsse kommen braune Eisenooide, Fossiltrümmer, geröllförmige Korrosionsrelikte des liegenden Eisenooliths und Glaukonit vor. Oben werden die Köpfe von einer rund 5 mm mächtigen Lage desselben Materials überlagert. In den Räumen zwischen den Köpfen liegt ebenfalls wolkiger, feinkörniger Kalk mit denselben Einschlüssen wie in den Köpfen.

Mikroskopische Beschreibung (DS 73/3): Die «Grundmasse» der Köpfe besteht aus einem mikrokristallinen, panxenotopen Kalzit-Implicationsgefüge mit Korngrößen von 1–10 μ . Sie enthält neben den oben genannten Einschlüssen Echinodermentrümmer und etwa 2% kantigen, detritischen Quarz in Korngrößen von 5–190 μ (Mittelwert 42 μ). Daneben findet sich wenig Glaukonit in Korngrößen von bis zu 170 μ und mit einer Limonitrinde. In der Grundmasse ausserhalb des Algenkopfes tritt auch unvollständig glaukonitisierter Biotit auf (siehe S. 44), der die grasgrüne Farbe und das feinfaserige Gefüge des Glaukonits, gleichzeitig aber auch das deutliche pseudoeinachsige-negative Achsenbild des Biotits zeigt (vgl. Taf. III, Abb. 9). Phosphorit kommt als feine Flitter isoliert oder als Zement von bis zu 400 μ grossen Eisenooide-Glaukonit-Quarzsand-Agglomeraten vor.

An der Oberfläche des vom Dünnschliff erfassten Algenkopfes sitzen nieriige Auswüchse aus teilweise oxydiertem Chamosit (Taf. I, Abb. 3). An der Basis dieser Gebilde ist der Chamosit eingeregelt: Die Komponenten stehen mit (001) senkrecht zur Oberfläche. Die höheren Teile der Auswüchse bestehen aus einem regellos orientierten «Chamositgefüge», das von dem des Glaukonit (Taf. IV, Abb. 14) nicht unterschieden werden kann. Die wesentlich geringere Doppelbrechung erlaubt aber dennoch eine Unterscheidung gegenüber Glaukonit. Diese Auswüchse sind wahrscheinlich anorganische Bildungen.

2. Kalkarenite

Die im folgenden beschriebenen Kalkarenite sind ausschliesslich Festgesteine. Deren Granulometrie konnte also nur aus Dünnschliffen ermittelt werden. Das Aufstellen einer «Siebkurve» auf Grund von Dünnschliffen ist nur bei guter Rundung der Komponenten möglich. Es sind dazu aber sehr viele Messungen an mehreren Präparaten notwendig (FRIEDMAN 1958). Bei weniger guter Rundung, wie sie bei Bahamiten häufig ist, werden die Messresultate unsicher. Die errechnete mittlere Korngrösse wird kleiner als der wahre Wert (KRUMBEIN 1935), und ein Korrekturfaktor kann nicht mehr genau bestimmt werden. Da bei den hier beschriebenen Kalkareniten reine Oolithe nicht häufig und die Bahamite meist aus nur mässig gerundeten Komponenten bestehen, wurde auf die Erstellung von Siebkurven verzichtet, obwohl diese bei Kalkareniten für die Rekonstruktion von Sedimentationsräumen ein nützliches Hilfsmittel wären. Es werden im folgenden einige wichtige Typen von Kalkareniten beschrieben und abgebildet, wobei die Angaben über Korngrösse, Sortierung und Rundung auf der Messung eines einzigen Dünnschliffs beruhen. Nur bei wenigen Handstücken wurden von derselben Probe zwei Dünnschliffe angefertigt, deren Schnittebenen höchstens 3 mm voneinander entfernt sind. Diese Schliffpaare zeigten z. T. wesentliche Unterschiede in der Granulometrie. Beim Betrachten der angewitterten Oberfläche eines Oolithes kann man übrigens von blossem Auge gröbere und feinere Gesteinspartien unterscheiden. Dennoch werden bei den folgenden Beschreibungen einige Zahlenangaben über die Korngrösse gemacht, um wenigstens die Grössenordnung zu vermitteln.

a) Komponenten

α. Ooide

Unter Ooid wird hier verstanden: Runder oder rundlicher Kalkkörper mit erkennbarem konzentrisch-schaligem Bau. Es muss mindestens eine Schale vorhanden und die Oberfläche ausschliesslich konvex sein. Sehr selten wurden allerdings Ooide mit Einbuchtungen gefunden, die nicht von der Diagenese herrühren können (DS 16/17). Als Kerne kommen vor: Eckige bis gut gerundete Körner aus mikrokristallinem Kalzit (Bahamide), Ooidtrümmer, kleine, ganze Fossilien oder Trümmer von grösseren und zusammengesetzte Körner mit kleineren Ooiden in einer Grundmasse von mikrokristallinem Kalzit (vgl. GINSBURG 1957, S. 98).

β. Bahamide

Ein wesentlicher Teil der Kalkarenite der Oxford-Stufe im Untersuchungsgebiet wird von mehr oder weniger gerundeten Partikeln aus texturlosem, mikrokristallinem Kalzit gebildet. Die Partikelgrössen betragen von 10 μ bis über 2 mm. Zu ihrer Benennung kommen drei Begriffe in Frage: Pseudoooid, Onkoid und Bahamid.

Der vor allem im angelsächsischen Sprachgebiet gebräuchliche Ausdruck Pseudoooid geht auf J. G. BORNEMANN (1886, S. 277) zurück. Dieser Autor bezeichnete folgende Partikel als «Pseudoolithe»: «... gerollte, durch Friction im bewegten Wasser abgeschliffene Fragmente krystallinisch-körnigen Kalksteins».

Der Name Onkoid wurde von ARN. HEIM (1916, S. 566) vorgeschlagen. Er verstand darunter lappige, nicht einfach gerundete Kalkkörper aus mikrokristallinem Kalzit mit oder ohne Einschlüsse, die keine konzentrisch aufeinanderfolgende Schalen erkennen lassen. Deren Umgrenzung kann scharf oder verschwommen sein. Im letzteren Fall deckt sich der Begriff teilweise mit der «structure grumeleuse» L. CAYEUX' (1935, S. 271 und Taf. 18, Abb. 68). HEIM nennt als Onkoide auch «Mikrogerölle von dichtem Kalk», für die er anorganisch-chemische Entstehung (nicht durch Abrieb bestehender Partikel!)

als Möglichkeit ins Auge fasst (vgl. L. V. ILLING 1954). Diese sind wohl identisch mit den «Pseudoolithen» BORNEMANNs. Schliesslich bildete er in Abb. 158 Kalkkörper als Onkoide ab, für deren Entstehung er Bakterien verantwortlich macht. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um Kalkalgenknollen.

Der Ausdruck Bahamid wird in der vorliegenden Arbeit in Anlehnung an den Begriff «bahamite» von F. W. BEALES (1958) verwendet. Dieser erläutert ihn folgendermassen (S. 1851): «The term bahamite is proposed here to refer to the deposits consisting of limestone grains comparable with, and including, the predominant presentday types in the interior of the Bahama Banks described by ILLING (1954). They vary from calcisiltites to calcirudites, ...». Aus dem weiteren Text (z. B. S. 1856, Mitte) geht hervor, dass er darunter nur Partikel aus mikrokristallinem Aragonit bzw. Kalzit ohne oolithische Struktur, deren Aggregate und die aus diesen bestehenden Gesteine versteht¹.

Dieser Begriff ist zu begrüssen, weil auch zusammengesetzte Körner (grapestones L. V. ILLINGS) darunter fallen, die in die vorher besprochenen Begriffe nicht eingeordnet werden können. Man hat damit einen einzigen, beschreibenden Namen für Kalkpartikel, deren Entstehung oft unklar ist, die aber rezent und vor allem fossil weitverbreitete, leicht erkennbare Gesteine aufbauen.

Im folgenden werden unter Bahamid homogene, texturlose Kalkkörperchen aus einem mikrokristallinen, panxenotopen Kalzit-Implikationsgefüge mit Korngrössen von 0,5 bis etwa 5 μ sowie Aggregate von diesen verstanden, deren Korngrössen vom Silt bis zum Rudit reichen. Die entsprechenden Gesteine werden Bahamid genannt.

Die feinsten Bahamide haben Durchmesser von 10–80 μ und sind mässig bis gut gerundet. Sie können rein vorkommen (Taf. V, Abb. 19; DS 48/37) oder nesterweise im mikrokristallinen Kalk verteilt sein (Taf. XIII, Abb. 48; DS 70/109). Über die Entstehungsweise kann man nur Vermutungen anstellen. Es ist denkbar, dass die Partikel den Niederschlag von sog. «whitings» darstellen (P. E. CLOUD 1962, S. 19 ff. und Taf. 2, Abb. B–C). BEALES (1958) vermutet, dass freie Aragonitnadeln, wie sie in den «whitings» in grosser Konzentration auftreten, sich ähnlich wie Tonminerale zu Flocken ballen können. Diese würden sich dann durch weitere Karbonatausfällung in den Kristallzwischenräumen weiter verfestigen. Solche Siltkörner können sich durch Rollen auf der Sedimentoberfläche weiter vergrössern, weshalb ein fließender Übergang zu den gröberen Korngrössen besteht (sog. Akkretion nach ILLING 1954).

Häufig kommen Bahamide mit Durchmessern von 50–200 μ und deren Bruchstücke vor. Ihre Form ist rundlich bis oval und die der Bruchstücke unregelmässig mit gerundeten Kanten (Taf. V, Abb. 18; DS 4/25). Sie bestehen entweder aus homogenem mikrokristallinem Kalzit ohne Einschlüsse oder enthalten feinen Fossildetritus und Eisensulfid. Im ersten Fall handelt es sich wohl um anorganische Akkretionspartikel, im zweiten wahrscheinlich um kleine Koprolithen, sog. «faecal pellets». Diese sind in feinkörnigen Kalken oft in Nestern und Schlieren oder bis zentimeterdicken Schläuchen zusammen mit Fossildetritus angehäuft. Bei den schlauchförmigen Anhäufungen handelt es sich um Frassgänge oder Wohnröhren. Zwischen der Grösse der Kotpillen und den Durchmessern der Röhren konnte kein Zusammenhang festgestellt werden.

Kantige bis schlecht gerundete Bahamide können in bestimmten Schichten die Hauptmasse des Gesteins ausmachen. Sie haben grösste Durchmesser von 10–300 μ , am häufigsten aber 20–80 μ . Sie können feinen detritischen Quarz einschliessen (Taf. VI, Abb. 25; DS 16/9). Im abgebildeten Gestein sind die Bahamide von viel ziemlich grobem detritischem Quarz und Glaukonit begleitet. Den Rest des Gesteins bildet Echinodermendetritus in allen Korngrössen, wobei dessen feinste Fraktion die Grundmasse bildet. Bei diesen Bahamiden könnte es sich z. T. um den seltenen Fall von detritischen Kalkkörnern handeln, wie sie beim Abbau von Korallenstöcken entstehen dürften (S. 39), wahrscheinlicher aber um Kalkalgen-Detritus (siehe POLLOCK 1928, S. 28 und SWINCHATT 1965, S. 80, Abb. A und B und S. 84).

Von diesen Partikeln gibt es Übergänge zu den wenig häufigen groben Intraklasten aus mikrokristallinem Kalzit (FOLK 1959), die Grössen bis zu mehreren Zentimetern erreichen. Diese sind scharf-

¹ Der Begriff «bahamite» ist in der neueren sedimentologischen Literatur über die Bahamas nicht aufgegriffen worden. Er wird hier trotzdem provisorisch angewendet, da bis jetzt noch kein besserer Name dafür existiert.

kantig bis gut gerundet (z. B. DS 7/42). Sie werden als Kalkschlammgerölle gedeutet, die in weichem bis leicht verhärtetem Zustand einsedimentiert worden sind (vgl. Taf. IV, Abb. 12 und GINSBURG 1957, S. 92). Oft sind ihnen nämlich am Rand Ooide, Bahamide oder Fossiltrümmer angeklebt, die ziemlich tief in die Intraklasten eindringen können.

Stark verbreitet sind Bahamide mit Korngrössen von 500–2000 μ . Ihre Form ist unregelmässig mit gut gerundeten Kanten (? Kalkalgen-Detritus, vgl. SWINCHATT 1965, Taf. 1, Abb. A) oder gut bis sehr gut gerundet. Im letzteren Fall zeigen sie manchmal noch Spuren von konzentrisch-schaligem Bau und müssen dann als Ooide bezeichnet werden (siehe S. 31). Es ist anzunehmen, dass auch ein Teil der sehr gut gerundeten, texturlosen Bahamide der Korngrössen von 500–2000 μ Ooide sind, denen die konzentrisch-schalige Textur bei der Rekristallisation zu einem mikritischen, panxenotop-körnigen Kalzit-Implikationsgefüge mit Korngrössen von 0,5–4 μ vollständig verlorengegangen ist.

Zusammengesetzte Bahamide («grapestones» ILLING 1954 z.T.): Die meisten homogen erscheinenden Bahamide sind wahrscheinlich aus Partikeln von Siltgrösse zusammengesetzte Körner (ILLING 1954), doch ist dies in den untersuchten Gesteinen nicht mehr erkennbar. Bahamide können auch dadurch entstehen, dass Trümmer von organogenen Hartteilen oberflächlich von bohrenden Algen oder Pilzen befallen werden. Dabei wird das Bruchstück von der Oberfläche her zu Silt oder Pelit aufgespalten, der im Zusammenhang bleiben kann. Rezente Beispiele für diesen Vorgang bildete SWINCHATT (1965, Taf. 3) ab. PEYER (1945, S. 544) hat auf die geologische Bedeutung dieses Prozesses aufmerksam gemacht. Derartige Umwandlungen zu Mikrit können aber wahrscheinlich auch anorganisch vor sich gehen (vgl. S. 36 der vorliegenden Arbeit). Solche Säume von mikrokristallinem Kalzit um Fossiltrümmer dürfen also nicht ohne weiteres als Umkrustungen von Kalkalgen gedeutet werden, insbesondere dann nicht, wenn die Grenze gegen das Fossilbruchstück nicht scharf ist (S. 36).

Die Entstehung von Bahamiden aus Korallenkolonien wird auf S. 39 beschrieben.

Einen Fall von diagenetisch entstandenen Bahamiden bildet S. PAULSEN (1964, Abb. 3 und 4) ab. Derartige Bildungen konnten in den untersuchten Gesteinen nicht gefunden werden.

Zusammenfassend ist festzuhalten: Unter dem Begriff Bahamid wird eine Gruppe von Kalkpartikeln vereinigt, die aus einer homogenen Masse von mikrokristallinem Kalzit bestehen. Dieser Sammelname ist notwendig, da es in vielen Fällen unmöglich ist, die Entstehungsweise dieser Körner zu erkennen. Es fallen darunter: durch Akkretion entstandene Partikel und deren Aggregate, detritische Kalkkörper, Kotpillen, die nicht als solche erkannt werden können, kleine Schlammgerölle sowie unter Verlust der schaligen Textur rekristallisierte Ooide. Schliesslich gehören dazu auch kleine, rundliche bis ovale Kalkknollen, die sich nach Form und Grösse von Akkretionspartikeln nicht unterscheiden, deren etwas dunklere Farbe und der leicht fettglänzende Bruch aber vermuten lassen, dass es sich um Kalkalgenknollen handelt.

γ . Kalkalgenknollen

Bestimmbare Kalkalgenknollen mit erhaltenen, kalzitgefüllten Algenschläuchen sind selten (Beispiele: DS 8/3, DS 9/12, 10/12: *Solenopora* sp.). Bei Kalkknollen mit konzentrischen Schalen aus mikrokristallinem Kalzit, die lappige Ausbuchtungen haben können und wolkige Feinstruktur zeigen, wurde Bildung durch Algen als sicher angenommen, auch wenn im An- und Dünnschliff keine Algenfäden nachgewiesen werden konnten (vgl. E. GASCHÉ in P. A. ZIEGLER 1956). Der mikrokristalline Kalzit von Algenknollen zeigt schon bei Schliffdicken von 5 μ deutlich höhere Absorption als derjenige anorganisch gebildeter Bahamide, und zwar bei gleichen Korngrössen. Kalkalgenknollen schliessen meist Fossil-detritus, häufig Serpeln und zuweilen auch Glaukonit ein. Die grösseren Knollen enthalten manchmal eine Nerinee oder ein anderes Fossil als Kern und werden dann Mumien genannt. Oft ist kein Kern zu sehen, oder dann ist dieser zu grobkörnigem Kalzit rekristallisiert. Kalkalgenknollen mit einem Hohlraum im Innern werden auf S. 38 beschrieben.

In der Schwamm/Ammonitenfazies kommen Kalkalgenknollen vor, deren Algenfäden teils durch Glaukonit, teils durch feinkristallinen Kalzit ersetzt sind. Sie sind nie sehr gross. Durchmesser von 1–2 mm herrschen vor. Sie bestehen aus mikrokristallinem Kalzit, der eine fleckig-wolkige Textur zeigt. Sie schliessen feinen detritischen Quarz, Fossildetritus und grössere Glaukonitkörner (Durchmesser bis

140 μ) ein. Der feinverteilte Glaukonit gibt den Knöllchen – von blossen Auge betrachtet – den Anschein grosser, blassgrüner Glaukonitkörner (Taf. V, Abb. 21).

Kalkalgenknollen kommen in verschiedenen Gesteinen vor: in mikritischem Kalk, feinkörnigem Bahamit und Oolith.

δ. Detritische Kalkkörner der Lutit-Fraktion

Es kann kein Zweifel darüber bestehen, dass allochthoner und detritischer Kalkschlamm einen Anteil am Aufbau der «dichten», mikritischen Kalke des Untersuchungsgebietes hat (S. 116). Als Entstehungsort kommt allgemein die Oberoxford-Flachwasserplattform des Gebietes von Olten an westwärts in Frage. Beim Abrieb und sonstigen Abbau (v. a. durch Fische, Sedimentfresser und Mikroorganismen) von Fossiltrümmern, Bahamiden und anstehendem Riffgestein muss dort Kalkschlamm bis zu feinsten Korngrössen entstanden sein. Gleichzeitig war das Wasser über dieser Plattform entweder dauernd oder mindestens vorherrschend CaCO_3 -übersättigt, so dass dieser Schlamm nicht oder nur teilweise wieder in Lösung ging. Vor allem die feinsten Fraktionen konnten also von der Plattform weggeschwemmt werden und sich im ruhigen, tieferen Wasser des Raumes östlich von Olten wieder ablagern, wie dies heute in der Florida-Strait (P. E. CLOUD 1962, S. 110) und der Tongue of the Ocean in der Umgebung der Bahama-Plattform geschieht.

ε. Fossilien

Fossilien, entweder intakt oder als Bruchstücke aller Korngrössen, bilden in der oberen Oxford-Stufe westlich von Olten zuweilen die Hauptmasse der Gesteine, insbesondere der koralligen Gesteine. Aber auch östlich von Olten enthalten die mikritischen Kalksteine nie weniger als 1% feinen Fossil-detritus (nach LM-Befund).

Einen Spezialfall bilden die tuberolithischen Schwammgesteine. Diese können nicht als eigentliche Kalkarenite angesehen werden, da die Tuberoide ein Produkt unvollständiger Schwamm-Fossilisation sind und wahrscheinlich nie weit vom Entstehungsort entfernt eingebettet wurden.

ζ. Terrigenes Material

Die häufigste terrigene Komponente der Kalkarenite ist Quarz. Dieser ist in Kalken und Mergeln oft in dünnen, laminierten bis schräggeschichteten Lagen angereichert und wird dann stets von wenig sehr feinkörnigem Glaukonit begleitet. In solchen Lagen sind Schwereminerale häufig. Diese fehlen aber auch in quarzarmen Gesteinen nie ganz.

Es ist fraglich, ob es unter den untersuchten Gesteinen solche ohne terrigenen Detritus gibt. Sehr quarzarm sind der Verena-Oolith und der Oltener Korallenkalk.

b) Gesteine

α. Oolithe

Oolithe kommen nur westlich von Olten vor. Eine Ausnahme bilden die Crenularis-Schichten im Bözberg-Gebiet (S. 68 und Fig. 8). Auch die Knollen-Schicht enthält bei Beggingen im Randen auf kleinem Raum einen Echinodermen-Biokalkarenit, der einen erheblichen Gehalt an Ooiden aufweist (S. 58).

Die Oolithe sind häufig in flachem Winkel kreuzgeschichtet und dünnbankig bis plattig. Die Bankmächtigkeit schwankt zwischen 5 und 50 cm. Mit den Ooiden sind stets Bahamide und Fossiltrümmer vergesellschaftet. Bei zunehmendem Bahamidengehalt kommen Übergangsgesteine zu Bahamiten zustande. Der Zement ist häufig sparitisch (R. L. FOLK 1959), d. h. mikro- bis grobkristalliner Kalzit mit einer panxenotopen Mosaikstruktur. Dieser erscheint in Dünnschliffen normaler Dicke hell oder «klar». Ob Kalzit im DS «klar» oder «trübe» erscheint, hängt davon ab, ob seine Korngrösse die Dicke des Schliffes übertrifft oder geringer ist. In fast allen untersuchten Oolithen wurden Reste von mikritischer Grundmasse gefunden. Es scheint ein Zusammenhang zwischen der Art der Grundmasse und der Erhaltung der Ooide zu bestehen. Oolithe mit stark überwiegend sparitischer Grundmasse ent-

halten Ooide mit Schalen, in denen radialfaseriger Kalzit überwiegt. Diese Gesteine sind meistens kreuzgeschichtet. Oolithe mit vorwiegend mikrokristalliner, primär pelitischer Grundmasse enthalten Ooide mit undeutlich konzentrischem Bau und Schalen, die vor allem aus regellos orientiertem, mikritischem Kalzit bestehen (Taf. VI, Abb. 26). Oolithe mit rein sparitischem Zement sind im untersuchten Gebiet selten (z. B. 9/11, S. 77).

Oolith aus der Wolfsschlucht nordöstlich von Welschenrohr (obere Steinibach-Schicht, 7/41)

Makroskopische Beschreibung: Das Gestein ist hell graubraun und deutlich kreuzgeschichtet, in Bänken von 10–40 cm Mächtigkeit. Die Schichtflächen sind eben oder schwach gewellt.

Mikroskopische Beschreibung (vgl. Taf. VIII, Abb. 33): Die Ooide haben Durchmesser von 180–860 μ . Das Häufigkeitsmaximum liegt bei etwa 430 μ . Daneben kommen gut gerundete Körner aus mikrokristallinem Kalzit mit 1–2 oolithischen Schalen vor, die bis über 1,9 mm Durchmesser erreichen. Die Schalen der Ooide sind meist deutlich gegeneinander abgegrenzt. Die Grenzschichten haben eine Dicke von 2–3 μ und bestehen aus mikrokristallinem Kalzit mit Korngrößen von 0,5 bis 3 μ . Diese Körner sind mehr oder weniger isometrisch. In der Regel liegen sie nur in einer einzigen Schicht vor. In dickeren Grenzschichten zeigen die Kalzitkörner ein panxenotop-körniges Implikationsgefüge, wie es für Bahamide und dichte Kalke im Lichtmikroskop charakteristisch ist. Die Ooidschalen sind 10–45 μ , meistens aber etwa 35 μ dick. Sie bestehen aus einem undeutlichen, radial orientierten Fasergefüge von Kalzit. Die Fasern sind bis zu 3 μ lang und 1 μ dick (Taf. IX, Abb. 34). Sie lassen im Lichtmikroskop keine deutlichen Korn Grenzen erkennen. In diesen Ooidschalen erster Ordnung kann man meistens noch mehrere feinere Schalen mit Dicken von 5–15 μ unterscheiden, die weniger deutlich gegeneinander abgegrenzt sind (Taf. IX, Abb. 36, links oberhalb der Mitte). In radial angeordneten Bereichen zwischen den Fasern oder entlang Ooid-Schalengrenzen kann mikritischer Kalzit in unregelmässig geformten Flecken vorkommen (Taf. IX, Abb. 34, linke Bildhälfte). In dickeren Schläffen nehmen diese Flecken rundliche Gestalt an. Die Körner darin sind regellos orientiert. Sie haben Durchmesser von 0,5–5 μ und zeigen im Lichtmikroskop das für Bahamide typische panxenotop-körnige Implikationsgefüge, das sich im Elektronenmikroskop als Mosaikstruktur erweist. Bei normaler Schlifffdicke erscheint dieses Material im einfach polarisierten Licht dunkel, der faserige Kalzit dagegen hell (Taf. VIII, Abb. 32). Die dunklen Flecken werden von PURDY (1963a, S. 347) als Spuren von Bohralgen gedeutet (siehe auch L. DANGEARD 1936, S. 240), was aber vermutlich nicht allgemein gilt. Bei gekreuzten Polarisatoren verursacht der faserige Kalzit durch seine Einregelung ein Auslöschungskreuz über das ganze Ooid hinweg, das mit abnehmender Schlifffdicke deutlicher wird. Bei nahe der Oberfläche tangential geschnittenen Ooiden bleiben die Fasern dunkel. Deren *c*-Achsen stehen also senkrecht zu den Schalengrenzflächen oder radial.

Die Ooide haben normalerweise 4–5 Schalen. Der Kern wird am häufigsten durch schlecht bis gut gerundete oder ovale Bahamide gebildet. Teils ist die Grenze gegen die Ooidschalen scharf, teils verschwommen. Die ovalen Bahamide sind häufig reich an feinem Fossildetritus und detritischem Quarz. In diesem Falle handelt es sich wahrscheinlich um Kotpillen. Oft ist der bahamitische Ooid-Kern, seltener auch ein Teil der Schale, von einem fein- bis mittelkristallinen Kalzit-Mosaik ersetzt. Ein Vergleich mit dem pleistocänen «Miami Oolite» (FRIEDMAN 1964, Abb. 39–41) zeigt, dass es sich um ausgelaugte Hohlräume handelt, die vor der Kalzitisierung der Ooide entstanden und später von Sekundärkalzit ausgefüllt worden sind.

Die Dicke der oolithischen Rinde steht im vorliegenden Gestein in keinem bestimmten Verhältnis zur Grösse des Kerns. Als organogene Kerne kommen vor: Am häufigsten Stacheln und Plattentrümmer von Seeigeln, daneben kleine Gastropoden und abgerollte Fragmente von grösseren, deren Wohnkammern stets mit mikritischem Kalzit gefüllt sind, sowie Trümmer von Bryozoen, Brachiopoden, selten Muscheln und Korallen. Die Foraminiferen werden durch Textulariden und Lenticulinen vertreten. Diese organogenen Kerne sind zum Teil zu homogenem mikritischem Kalzit umgewandelt, der auch einen Teil der innersten Ooidschale ersetzen kann. Dann können Kern und Schale des Ooides nicht mehr scharf voneinander abgegrenzt werden. Neben den Ooiden kommen nicht oolithisch umkrustete Bahamide in Korngrößen von 10–550 μ vor. Die grösseren treten selten auf und liegen isoliert zwischen den Ooiden. Häufig sind Bahamide mit Korngrößen von 10–100 μ . Diese finden sich stets in Nestern konzentriert und können durch Kornverschmelzung («merging», BEALES 1958, Taf. 1, Abb. 3) einen pelitischen Primärzement vortäuschen. Schliesslich findet man Partikel, in denen mehrere Ooide durch mikritischen Kalzit-Zement zusammengehalten werden. Die Ooide ragen am Rande vor, ohne Anzeichen von Abrieb. Diese Partikel kommen wahrscheinlich bei abgeschwächter Wasserbewegung auf gleiche Weise zustande wie die «grapestones» ILLINGS.

Die Häufigkeiten der Komponenten des Oolithes betragen ungefähr:

Ooide (inkl. superficial oolites)	80 %
Bahamide ohne oolithische Rinde	15 %
Fossiltrümmer ohne oolithische Rinde	3 %
Andere Komponenten	2 %

Die Ooide sind dicht gepackt; sie dringen an den Berührungspunkten oft etwas ineinander ein, wobei stets eines seine Oberfläche intakt erhält.

Die Grundmasse besteht aus einem fein- bis grobkristallinen, panxenotopen Kalzit-Mosaikgefüge. Die grössten Körner treten in der Mitte der Ooid-Zwischenräume auf. Da auch Kornzwischenräume vorkommen, die von homogenem mikritischem Kalzit erfüllt sind, ist abzuklären, ob die grobkristalline Grundmasse nicht durch Rekristallisation aus einem pelitischen Primärzement entstanden sein könnte. In vielen Bahamiden findet man feinkörnigen detritischen Quarz, wie auch in vielen mikriterfüllten Kornzwischenräumen. In der grobkristallinen Grundmasse dagegen fehlt Quarz; sie ist also ein Sekundärzement. Dafür spricht auch der Kranz von mikrokristallinem Kalzit, der an der Oberfläche der meisten Ooide dieses Gesteins beobachtet werden kann (Taf. IX, Abb. 36, vgl. dazu ILLING 1954, Taf. 4, Abb. 10 und BERGENBACK & TERRIERE 1953, S. 1020).

Der Dünnschliff wird von einem feinen, mehr oder weniger geraden Riss durchsetzt. Wo dieser Ooide durchzieht, folgt er meist einer Schallengrenzfläche. Der Riss entstand also nach der Bildung des Zementes. Er ist mit Kalzit von 20μ mittlerer Korngrösse verheilt. Wo der Riss grössere Kornzwischenräume durchquert, kann sein Verlauf nicht mehr erkannt werden. Grobkristalline Grundmasskörner treten an seine Stelle. Da der Riss wahrscheinlich während der Jura-faltung (Miocaen/Pliocaen) entstand, muss angenommen werden, dass die Rekristallisation der Grundmasse dieses Gesteins noch bis in die jüngste Zeit weiterverlaufen ist. Ähnliche Beispiele junger Rekristallisationen wurden an mehreren Gesteinen beobachtet.

Gesteinsbezeichnung nach FOLK (1959): Io: La Oosparit.

Ein Vergleich dieses Gesteins mit rezenten und pleistocaenen Oolithen der Bahamabank zeigt, dass die sich bildenden Ooide Aragonitnadeln mit Längen bis zu 4μ oberflächlich anlagern. Die längs c nadeligen Kristalle liegen mit c parallel der Ooidoberfläche. Die c -Achsen der Nadeln stehen also stets senkrecht zum Ooidradius, während sie in der Ebene senkrecht zum Radius regellos orientiert sind (SHOJI & FOLK 1964, Taf. 4, Abb. 1, EM-Aufnahme).

Zu diesem Resultat kam schon ILLING (1954, S. 36f.). Dem fügt RUSNACK (1960) bei, dass die primären Aragonit-Kristalle auch radial oder ohne jede Orientierung angeordnet sein können. Das rezente Ooid, das ILLING (1954) auf Taf. 4, Abb. 4 abbildet, zeigt ein deutliches Auslöschungskreuz (ILLING gibt für die Aufnahme irrtümlich einfach polarisiertes Licht an). Ein deutliches Auslöschungskreuz kommt bei radial angeordneten Aragonitnadeln zustande, ein schwaches entsteht aber auch bei tangentialer Anordnung. ILLING beschreibt (S. 40) Nester von regellos orientiertem Aragonit innerhalb von Ooidschalen mit geregeltem Gefüge, deren Struktur derjenigen der bahamitischen Kerne gleicht. Bei anderen Ooiden gibt er an, dass zwischen Ooidschalen mit gerichtetem Gefüge solche aus «Matrix» liegen können. Damit ist offenbar Mikrit gemeint (vgl. in vorliegender Arbeit Taf. XII, Abb. 46). Derartige Mikrit-Schalen gehen gelegentlich seitlich in solche mit orientiertem Gefüge über. Die Grenze zwischen bahamitischen Kernen und eingeregelten Schalen ist oft unscharf. Schliesslich beschreibt ILLING, wie Ooide mit gerichtetem Aragonitgefüge zu solchen mit regellos orientiertem Aragonit rekristallisieren können, wobei die konzentrisch-schalige Textur undeutlich erhalten bleiben oder ganz verschwinden kann. Diese dürften mit den «Übergangsgliedern zwischen Ooiden und Onkoiden» von ARN. HEIM (1916, S. 566) identisch sein. Die Rekristallisation zu regellos orientiertem Aragonit findet nach ILLING nach dem Transport von Ooiden in eine Umgebung ohne Oolithbildung statt.

Alle diese von ILLING (1954, S. 40) beschriebenen Erscheinungen konnten an den untersuchten Oxford-Oolithen ebenfalls beobachtet werden und sind teilweise oben beschrieben worden. Insbesondere sind in Oolithen mit lockerer Packung und einem sicher primären Kalkpelit-Zement niemals Ooide mit vorwiegend radialstrahligem Kalzit gefunden worden.

Da die Texturen der untersuchten, rein kalzitischen Oxford-Ooide bis in Einzelheiten mit denjenigen von rezenten Aragonitoiden und deren aragonitischen Rekristallisationsprodukten übereinstimmen, darf angenommen werden, dass die heute vorhandenen Texturen der Oxford-Ooide schon vor der Umwandlung Aragonit-Kalzit entstanden sind und deshalb zur Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen herangezogen werden dürfen. Erstaunlich ist die Tatsache, dass bei der Umwandlung von Aragonit zu Kalzit auch feinste Strukturen erhalten bleiben können. Sogar die von ILLING erwähnte braune Farbe der Aragonitooide ist im Gestein 7/41 noch erhalten. Über die Natur dieses Pigments kann allerdings nichts ausgesagt werden. Im übrigen stimmen die untersuchten Oolithe sehr gut mit den von GRAF & LAMAR (1950) und BEALES (1958) beschriebenen und abgebildeten fossilen Oolithen überein.

Als Bildungsbereich dieser Gesteine gibt ILLING für die grosse Bahama-Bank Gebiete mit starker Wasserbewegung am Rand der Plattform an, vor allem Kanäle zwischen Inseln, die von starken Gezeitenströmen durchflossen werden. Auch EARDLEY (1938) nennt stark bewegtes, warmes Wasser als Bedingung für die Oolithbildung.

β. Bahamite

Reine Bahamite sind in der oberen Oxford-Stufe kein häufiges Gestein. Bahamide mit Korngrössen über 100μ sind fast ausschliesslich auf die obere Oxford-Stufe westlich von Olten beschränkt. Feine Bahamide nehmen am Aufbau der «dichten» Kalke und Mergel der Schwamm/Ammonitenfazies teil. Hier sind sie meist gut sortiert, während in der Korallen/Oolithfazies der oberen Oxford-Stufe westlich von Olten Mischgesteine mit Oolithen vorherrschen.

Bahamit vom Gschlif oberhalb von Günsberg (obere Holzflue-Schichten, 14/192)

Makroskopische Beschreibung: Das Gestein bildet eine 2,80 m mächtige, massige Bank (oberster Teil von Schicht 192, vgl. S. 81). Schichtfugen sind im Abstand von etwa 1 m angedeutet, halten aber seitlich nicht aus. Das Gestein erscheint ohne Lupe sehr feinkörnig und homogen. Seine Farbe ist gelblichweiss. Es enthält keinerlei Makrofossilien.

Mikroskopische Beschreibung (vgl. Taf. XIII, Abb. 49): Die Bahamide haben Korngrössen von 50 bis 140 μ , im Mittel 110 μ . Sie sind ausserordentlich gut sortiert. Die Bahamide bestehen aus mikrokristallinem Kalzit in Korngrössen von 2–10 μ , der ein panxenotop-körniges Implikationsgefüge bildet. Die Rundung der Bahamide ist mässig bis gut. In kleinen, isolierten Bereichen sind sie so dicht gepackt, dass sie grössere gegenseitige Berührungsflächen haben. Diese Körner sind dann kantengerundet bis kantig. Diese Kornform kann primär sein, sie kann aber auch sekundär durch Kompaktion des frischen Sediments oder durch Korrosion an den Berührungspunkten von Körnern zustande kommen. Für Korrosion gibt es keine Anzeichen wie Lösungsrückstände an den Kontaktflächen. Man findet kantige Körner auch isoliert unter gut gerundeten. Dies und das Auftreten in isolierten Nestern spricht gegen die Entstehung durch Kompaktion. So sind diese kantigen Bahamide wohl durch Aufbrechen von grösseren, verfestigten Körnern entstanden. Solche kommen tatsächlich vereinzelt vor. Sie sind gut gerundet, bis zu 950 μ gross und haben eine mittlere Korngrösse von 550 μ (Taf. XIII, Abb. 49, rechts unten).

Die im Mittel 110 μ grossen Körner zeigen häufig Rekristallisationen zu einem xenotopen Kalzit-Mosaik von bis zu 40 μ Korngrösse. Dieser Vorgang beginnt meist im Innern des Kornes. Daneben beobachtet man in kleinen Nestern «merging» (Verschmelzung) von Körnern (BEALES 1958, Taf. 1, Abb. 3). Es kann in diesem Falle nicht immer entschieden werden, ob diese homogenen Mikritnester nicht primäre Fetzen von Kalkpelit darstellen (Taf. XIII, Abb. 49, Bildmitte). Somit kann auch der Sortierungsgrad des Gesteins nicht bestimmt werden.

Fossilien und deren Trümmer haben ungefähr dieselben Korngrössen wie die häufigsten Bahamide. Es sind vertreten: Textulariden und Milioliden, ganz oder als Trümmer, daneben Fragmente von Muscheln und Seeigeln.

Detritischer Quarz ist sehr selten; er hat Korngrössen um 100 μ und ist kantig und leicht korrodiert.

Der Kalzit der Grundmasse ist deutlich gröber kristallin als derjenige der Bahamide und am Rand der Kornzwischenräume feinkörniger als in deren Mitte. Es kann auch der ganze Kornzwischenraum aus einem einzigen anhedralen Kalzitkristall bestehen. Die Kornzwischenräume sind z. T. grösser als alle benachbarten Bahamide. Die Grundmasse-Kristalle enthalten dann meist Einschlüsse von mikrokristallinem Kalzit. Solch abnorm grosse Kornzwischenräume entstehen wahrscheinlich durch vollständiges Rekristallisieren von Bahamiden (Taf. XIII, Abb. 49, oben links). Abschliessend sei betont, dass derart gut sortierte Bahamite nicht häufig sind.

Gesteinsbezeichnung nach FOLK (1959): Ip: La Pelsparit.

Als Vergleich soll zunächst ein anderer fossiler Bahamit dienen: Der Palliser Limestone (F. W. BEALES 1958) zeigt folgende gemeinsame Merkmale: mächtige Bankung mit undeutlichen Schichtfugen, geringer Gehalt an Makrofossilien, deren Trümmer und Mikrofossilien, geringer Gehalt an terrigenem Material und ebenso das Auftreten von Kornverschmelzungen (merging), das BEALES auf Lösungserscheinungen an den Korngrenzen zurückführt. Das oben beschriebene Gestein gleicht auch gewissen rezenten Kalksandsteinen, die ILLING (1954) von der Bahama-Bank beschreibt. Dieser Autor zeigte vor allem, dass texturlose Kalksandkörner aus mikrokristallinem Aragonit in erster Linie durch Akkretion und gleichzeitige Rundung durch Abrieb entstehen und nur selten ein Erosionsprodukt präexistenter dichter Kalksteine sind. Er betont, dass gleiche Körner aus Kotpillen (faecal pellets), gerundeten und umkristallisierten pflanzlichen und tierischen Hartteilen (v. a. von Algen), gerundeten Trümmern präexistenter Kalksteine und aus zusammengesetzten und nachträglich gerundeten Akkretionspartikeln entstehen können.

In unserem Gestein, das vor der Kalzitisierung und nach der Zementierung wahrscheinlich nur geringfügig umkristallisiert ist, darf man nach der Kornform schliessen, dass die ellipsoidischen Körner verkalkte Kotpillen darstellen. Diese machen etwa 5% der Sandkörner aus, was mit den Angaben ILLINGS (1954, Tab. 5) gut übereinstimmt. Kleinforaminiferen und Fossiltrümmer sind etwa gleich häufig. Der Rest sind wahrscheinlich an Ort und Stelle entstandene Akkretionspartikel, da das Gestein keine Anzeichen für Sedimentation aus stark strömendem Wasser zeigt, womit auch ein nennenswerter Transport von Sand ausgeschlossen ist.

γ . Mumienkalke

Gesteine mit grossen Kalkalgenknollen sind charakteristisch für die Korallen/Oolith-Fazies. Mumien sind Kalkalgenknollen von etwa 1 bis 30 mm Durchmesser, die ein Fossil oder einen Fossiltrümmer als Kern haben (siehe P. A. ZIEGLER 1956, S. 41). Die Umhüllung zeigt meist konzentrische Schalen, die nach aussen zunehmend lappig und buchtig werden. Oft fehlt der Umhüllung eine schalige Textur. Diese kann dann brotähnlich sein. Die Mumien finden sich gehäuft in einem dünnen Leithorizont, den P. A. ZIEGLER (1956) Hauptmumienbank nannte. Im untersuchten Gebiet finden sie sich aber auch

vereinzelt in der Steinibach-Schicht und den Holzflue-Schichten (vgl. Tab.9). Schliesslich findet man Ooide, die von Kalkalgen inkrustiert sind (z. B. 2/11). Kalkalgenknollen ohne umkrusteten Kern kommen in den Crenularis-Schichten und den Badener Schichten des Kantons Aargau vor. Sie werden später mit den genannten Schichten zusammen besprochen.

Mumienkalk aus der Wolfsschlucht nordöstlich von Welschenrohr (oberste Steinibach-Schicht, 7/46a):

Makroskopische Beschreibung (vgl. Taf. X, Abb. 37): Das Gestein ist massig. Bei der Verwitterung treten die Mumien kugelig an der Gesteinsoberfläche hervor. Sie machen mehr als die Hälfte des ganzen Gesteins aus. Die Grundmasse ist ein grünlich-grauer bahamitischer Kalk, in dem auch vereinzelt Ooide vorkommen. Das Gestein wittert gelblich an.

Mikroskopische Beschreibung (DS 7/46a): Die Grundmasse besteht aus einem mikrokristallinen, panxenotop-körnigen Kalzit-Mosaik mit Korngrössen von 1–5 μ . Sie enthält wenig detritischen, nicht gerundeten Quarz in Korngrössen von 30–110 μ . Selten findet sich auch feinkörniger Glaukonit mit einem grössten Durchmesser von 75 μ .

Die Komponenten sind Bahamide, Ooide, Fossiltrümmer und grössere Mumien. Bahamide, Ooide und die Grundmasse sind stellenweise zu einer panxenotop-gleichkörnigen Kalzit-Mosaikstruktur von 5–15 μ Korngrösse «rekristallisiert» (siehe unten), wobei die Grenzen zwischen Komponenten und Grundmasse undeutlich oder ganz verwischt wurden. Die geringe Packungsdichte der Komponenten zeigt aber auch dann, dass die Grundmasse primär ein Kalkpelit war. Der Kern der Ooide und Bahamide ist oft unverändert erhalten, vor allem, wenn dieser aus einem Echinodermentrümmer besteht.

Die nicht umkrusteten Fossiltrümmer stammen von Muscheln, Gastropoden, Echinodermen und Bryozoen. Die Mumien haben Durchmesser von 2 bis 35 mm. Ihr Kern ist meist ein Schalenbruchstück einer Muschel. Daneben findet man kleine, ganze Nerineen und andere kleine Gastropoden, bei denen es sich um vorzeitig abgestorbene Jugendformen handelt. Die Echinodermentrümmer sind im Anschliff weiss und milchig-trüb. Randlich können sie noch unverändert sein und feine Gitterstruktur zeigen. Im inneren, trüb-weissen Teil sieht man ein wirres Netzwerk von sich verzweigenden Fäden von etwa 10 μ Durchmesser. Diese sind hohl. Es könnte sich um das Abbild eines Pilzmycels handeln (siehe S. 44, 45 und 63).

Die Rinde der Mumien besteht aus mikrokristallinem Kalzit wie die Grundmasse. Man findet keine Spuren von Algenfäden darin. Wegen der Grösse der Knollen, der lappig-buchtigen Rinde, und da im gleichen Horizont an anderen Fundorten gleich ausgebildete Mumien mit Algenstrukturen in der Rinde vorkommen, darf man annehmen, dass es sich auch bei den hier beschriebenen Kalkknollen um Algenbildungen handelt. Nach E. GASCHÉ (1956, S. 45), kann man sie als *Pycnostroma*-Mumien bezeichnen. Ihr Inneres ist oft hohl. Die Oberfläche des Hohlraumes ist mit grobkristallinem Kalzit drusenartig ausgekleidet. Dieser Kalzit kann auch den ganzen Hohlraum erfüllen. Nach G. FRIEDMAN (1964) kann während der frühen Diagenese von aragonitreichen Karbonat-sedimenten der Aragonit ausgelaugt werden. Man darf also annehmen, dass hohle Mumien ursprünglich ein Korallen- oder sonst ein aragonitisches Fossilbruchstück als Kern enthielten. In vielen Fällen ist aber auch die Mumienrinde von innen her teilweise aufgelöst worden. Die Mumien sind häufig angebohrt, wobei die Bohrlöcher nach dem Absterben des bohrenden Organismus mit Kalkschlamm gefüllt worden sind. In den grösseren Bohrlöchern sitzen oft noch die Schalen der Bohrmuschel *Lithodomus* (siehe auch P. A. ZIEGLER 1956, Fig. 7, Abb. 3).

Das ganze Gestein, vor allem Grundmasse und Mumien, sind reich an Kalzitaggregaten, die einen scharfen rhomboëdrischen Umriss haben. D. J. SHEARMAN et al. (1961) haben ähnliche Gebilde beschrieben und sie als Pseudomorphosen von Kalzit nach Dolomit gedeutet. Die Rekalzitisierung ist vollständig: eine Färbung des Dünnschliffs mit Hämatoxylin ergab, dass kein Dolomit mehr vorhanden ist. Die grössten Rhomboëder sind 350 μ lang. Sie enthalten meist noch mikrokristallinen Kalzit im Kern. Dieser kann primär sein, da man anderorts in unvollständig dolomitisiertem, mikritischem Kalkstein beobachtet, dass euhedrales Dolomit als dünne Hülle einen Kern von unverändertem mikritischem Kalk einschliesst. Die kleinsten Rhomboëder sind 40 μ lang. Auch sie bestehen aus einem Mosaik von anhedralem Kalzitkristallen. Treten die Pseudomorphosen gehäuft auf, dann entsteht eine einiger-massen gleichkörnige panxenotope Mosaikstruktur. Die oben als «rekristallisiert» bezeichneten Gesteinsbereiche sind also zuerst vollständig dolomitisiert und danach restlos rekalzitisiert worden. Das ganze Gestein wurde zu etwa 40% dolomitisiert, wovon die Echinodermentrümmer und gröberen Muschelfragmente nicht betroffen worden sind.

Gesteinsbezeichnung nach FOLK (1959): Iib: Lr Algen-Biopelmikrudit.

δ. Biokalkarenite

Reine Biokalkarenite kommen nur mit Korallen vergesellschaftet vor. Sie stellen einen wichtigen Anteil des Riffkalkes von Olten, finden sich aber auch vergesellschaftet mit Korallenrasen.

Biokalkarenit aus dem Rüschraben südlich von Gänsbrunnen (oberste Steinibach-Schicht, 12/6)

Makroskopische Beschreibung: Das Gestein bildet eine 50 cm mächtige Bank von rauh anwitterndem, festem Kalkstein. Die Farbe ist hell graubraun, mit feinen braunen Limonitflecken. Von blossen Auge erkennt man einzelne umgestürzte und teilweise gerollte Korallenkelche, Seeigelstacheln und Schalentrümmer von Ostreiden.

Mikroskopische Beschreibung (vgl. Taf. XI, Abb. 40): Die Grundmasse besteht teilweise aus homogenem mikrokristallinem Kalzit in Korngrössen von 1–8 μ . Nesterweise finden sich 10–30 μ grosse Bahamide, die durch gegenseitige Verschmelzung (merging) dicht gedrängt sind. Es kommt so ein Bild zustande, das der «structure grumeleuse» (L. CAYEUX 1935) gleicht.

In der Grundmasse und den kalkigen Komponenten findet sich detritischer, kantiger Quarz in Korngrössen von 20–60 μ . Die Körner sind nicht oder nur wenig korrodiert. Selten tritt Glaukonit in Korngrössen von 30–50 μ auf. Er ist wie der Quarz entweder scharf begrenzt oder leicht korrodiert. Die scharf begrenzten Körner sind kantengerundet und zeigen niemals Spalten. Letzteres und die geringe Korngrösse lassen vermuten, dass dieser Glaukonit allothigen ist.

Die Komponenten kommen in sehr verschiedener Korngrösse vor. Häufig sind kantige bis kantengerundete Körner aus mikrokristallinem Kalzit, der oft feinen detritischen Quarz enthält. Diese Partikel entstammen Kelchen von Axosmilien, deren Wohnraum nach dem Tod des Tieres mit Kalkschlamm gefüllt wurde. Darnach muss der Kalkschlamm rasch erhärtet sein, so dass er beim Transport und dem Aufbrechen oder der Auflösung des Kelches Körner bilden konnte. Man findet alle Übergänge von umgestürzten, ganzen Axosmilien über grössere Bruchstücke derselben bis zu isolierten vierkantigen Bahamiden mit etwa 450μ Kantenlänge. Diese sind Bruchstücke der erhärteten Kalkschlammfüllung zwischen den Septen und Synaptikeln. Bei guter Rundung können sie von anderen Bahamiden nicht unterschieden werden. Neben *Axosmilia* sp. kommt auch *Stylosmilia* sp. vor. Andere Körner aus mikrokristallinem Kalzit sind inhomogen mit dunkleren Flecken und helleren, etwas gröber kristallinen Nestern. Sie haben einen Durchmesser von 0,5 bis mehreren Millimetern und eine unregelmässige Form. Es handelt sich wahrscheinlich um Kalkalgenknollen, obwohl in keiner deutliche Spuren von Algenfäden zu sehen sind. Weitere organogene Komponenten: Seeigelstacheln und ihre Fragmente sowie Plattentrümmer von Seeigeln, Trümmer von Hydrozoenkolonien, Serpelfragmente, Stücke der Prismenschicht von Muscheln, Schalenrümmer von Brachiopoden und Stücke von Bryozoenkolonien. Kleine, unzerbrochene Gastropodenschälchen sind nicht häufig und arenazische Kleinforaminiferen selten.

Zahlreiche der grösseren Fossilrümmer sind mit mikrokristallinem Kalzit umkrustet, der deutlich dunkler erscheint als die Grundmasse. Er ist ähnlich inhomogen wie derjenige der Kalkalgenknollen, und in der Umkrustung eines Kelches von *Stylosmilia* glaubt man noch Reste von Algenfäden zu erkennen, die mit deutlich gröberem Kalzit erfüllt sind. Es handelt sich also wohl um Mumien, deren Entwicklung kurz nach Wachstumsbeginn zum Stillstand gekommen ist.

Gesteinsbezeichnung nach FOLK (1959): Iib: Lr Korallen/Algen-Biodismikrudit.

3. Mikritische oder «dichte» Kalke

In der Schwamm/Ammonitenfazies tritt Kalkstein fast ausschliesslich als deutlich gebanktes, homogenes, mikrokristallines Gestein auf oder als ebensolche Grundmasse von Schwammrassen und -biohermen. In der Korallen/Kalksandfazies herrschen die arenitischen Kalksteine vor, aber auch dort findet sich mikritischer Kalk entweder als bis mehrere Meter dicke, gebankte Zwischenlagen in Bahamiten oder als Grundmasse von Korallen- oder Algenkalcken.

Es ist von Interesse, dass ein dichter Kalk etwa der oberen Geissberg-Schichten des Kantons Aargau von einem solchen aus dem Vorbourgkalk des Berner Jura oder dem Purbeck vom Salève weder im Handstück noch nach dem Aufschlussbild (ohne Berücksichtigung der Schichtflächen) unterschieden werden kann, obschon die Geissberg-Schichten eine rein marine Bildung und die beiden anderen Gesteine eine Art Wattensedimente sind, die Emersionen unterworfen waren und zeitweise sogar unter Süsswasser gestanden haben. Ähnliche Kalke können in tiefem Wasser entstehen, wie etwa die Neomalkalke der Klippendecke (K. BOLLER 1963). Es sind auch entsprechende rezente Kalkschlammte aus tieferem Wasser bekannt, z. B. aus der Floridastrasse in über 500 m tiefem Wasser (CLOUD 1962).

Es darf mit Sicherheit angenommen werden, dass verschiedene Ausgangsmaterialien zur Bildung von dichtem Kalk führen können. Die wichtigsten sind wahrscheinlich chemisch entweder direkt oder durch Organismen induziert niedergeschlagene Aragonitnadeln (CLOUD 1962) und feiner biogener Detritus aus Flachwassergebieten, vor allem von Korallenriffen (S.116).

Wichtig sind auch diagenetische Vorgänge. Homogener Kalkschlamm kann während der Diagenese durch ungleichmässiges Rekristallisieren eine Art Körnung bekommen, die L. CAYEUX als «structure grumeleuse» beschreibt. Umgekehrt kann ein homogener, mikrokristalliner Kalk durch die Verschmelzung (merging) von gröberen Partikeln entstehen, vorausgesetzt, dass diese aus mikrokristallinem Karbonat bestehen (F. W. BEALES 1958, S. 1872, Taf. 1, Abb. 3). Kornverschmelzung wurde im kleinen auch an «grapestones» beobachtet (E. G. PURDY 1963a).

Mikritischer Kalk von der Station Effingen (Letzi-Schichten, 57/61)

Makroskopische Beschreibung: Das Gestein tritt in 0,20 bis 0,50 m mächtigen Bänken auf. Diese sind an scharfen Fugen gegeneinander abgegrenzt. Die Schichtober- und unterflächen sind eben bis flach gewellt. Mergellagen zwischen den Bänken sind nicht vorhanden. Der Kalk ist homogen, sehr feinkörnig und von hell ockergelber Farbe. Er bricht mit fast glatten, schwach gewölbten bis splittigen Bruchflächen. Auf frischen Bruchflächen erkennt man von blossen Auge feinste Körner, die intensiv glitzern: Es sind dies die im Dünnschliff bestimmbaren Echinodermentrümmer. Das Gestein ist spröde.

Mikroskopische Beschreibung: Bei schwacher Vergrösserung und einer Schliffdicke von etwa 5μ erkennt man in einer feinkörnigen Grundmasse Fossilrümmer, von denen die grössten Durchmesser von bis zu 750μ haben und von Echinodermen stammen. Andere Fossilrümmer, vor allem die feineren, können abgesehen von den seltenen Lagenidenresten nicht bestimmt werden.

Daneben findet man in der Grundmasse auch Partikel aus mikritischem Kalzit mit Durchmessern von $30-60\mu$ in einer Häufigkeit von etwa 10%. Ihre Umrisse sind nicht scharf. Es kann somit nicht ausgesagt werden, ob es sich um feine Kotpillen, andere Bahamide oder mikritisierte Fossilrümmer (vgl. S. 33) handelt (siehe auch PURDY 1963a, S. 347 und Taf. 5). Im Gegensatz zu den

sicher erkennbaren Fossiltrümmern schwankt ihre Grösse in engen Grenzen, und man findet an den sicheren Fossiltrümmern nur ausnahmsweise Umbildungen zu einem mikritischen Kalzit-Implikationsgefüge. Dies spricht dafür, dass diese Partikel Kotpillen sind. Da sie oft nicht rundlich bis oval, sondern kantig sind, könnte es sich auch um Teile von Kalkalgen oder eines bereits verfestigten Kalkes handeln. Diese mikritischen Körner unbekannter Entstehung erkennt man bei Schliffdicken von 6–8 μ am besten. Es scheint, dass sie einen Einfluss auf die Rauheit der Bruchfläche mikritischer Kalke haben. Wenn diese keine oder nur wenige der fraglichen Partikel enthalten, brechen sie an glatten Flächen wie das hier beschriebene Gestein, während Gesteine, die viel davon enthalten, rau brechen (z. B. 48/37; Taf. V, Abb. 19; siehe auch S. 62). Bei mittlerer Vergrößerung (50–60mal) und einer Schliffdicke von 6–8 μ erkennt man in den Teilen der Grundmasse, die keine Kotpillen enthalten und bei schwacher Vergrößerung homogen erscheinen, eine deutliche Granulation. Dunkle Flocken mit Durchmessern von 5–10 μ heben sich ohne scharfe Grenze von einer etwas helleren Zwischenmasse ab. Bei abnehmender Schliffdicke verschwindet diese Granulation, die man als feinste «structure grumeleuse» bezeichnen könnte (CAYEUX 1935, siehe auch BEALES 1956, S. 866, und DIXON & REEVES 1965, S. 719).

Ganz untergeordnet tritt detritischer Quarz auf. Er ist stets kantig und korrodiert. Die grösste Korngrösse beträgt etwa 50 μ , die kleinste weniger als 5 μ . Die Körner unter etwa 10 μ Durchmesser können nur mit der Mikro-Elektronensonde bestimmt werden. Die Fossiltrümmer haben alle Korngrössen von 750 μ bis hinunter zu 20 μ . Dies ist die unterste Grenze, wo sie nach der äusseren Form oder Struktur noch erkannt werden können. Ihr Anteil am Gestein beträgt ungefähr 10%. Zweifelloos treten Fossiltrümmer auch noch in feineren Korngrössen auf. Die Grundmasse zeigt bei starker Vergrößerung (300- bis 400mal) und höchstens 2 μ Schliffdicke ein ungleichkörniges Kalzit-Implikationsgefüge (Taf. XII, Abb. 43; DS 57/61). Die lappig ineinandergreifenden Körner sind bei gekreuzten Polarisatoren von tief schwarzen Linien begrenzt. Sie bestehen aus Teilbereichen von 0,5–5 μ Durchmesser, die optisch ähnlich, aber nicht gleich orientiert sind.

Im Elektronenmikroskop sieht man eine panxenotope Mosaik-Struktur von Körnern mit Durchmessern von 0,5–5 μ . Die Korngrenzen sind teilweise nicht deutlich (Taf. XII, Abb. 44). Die im Lichtmikroskop sichtbaren, zusammengesetzten, lappig umgrenzten und bis zu 25 μ grossen Körner sind also vermutlich Produkte einer unvollständigen, früh zum Stillstand gekommenen Sammelkristallisation. Diese verursacht wohl auch die bei 6–8 μ Schliffdicke erscheinende Granulation der Grundmasse. Die isometrischen bis länglichen, optisch einheitlichen Körner von bis zu 25 μ Grösse kann man mit E. FLÜGEL (1967, S. 349) als feine Fossiltrümmer deuten. Zu den in dünnen Schliffen im Lichtmikroskop sichtbaren schwarzen Linien an den Korngrenzen ist noch zu ergänzen, dass ihr Erscheinen in einigen Fällen von der Schnittlage abhängt, d. h., dass sie beim Drehen des Tisches verschwinden und wieder sichtbar werden können. In Ooidschalen mit radialfaserigem Kalzitgefüge fehlen sie, bzw. können nicht aufgelöst werden, treten aber auch dort in den Nestern mit regellos orientiertem Kalzit auf (S. 35). Abzuklären bleibt die Herkunft der feinsten Körner mit Durchmessern von 1–5 μ . Folgende Quellen kommen in Frage:

1. Feinster Fossildetritus (vgl. CHAVE 1960, S. 18 und 20)
2. Von Algen direkt oder indirekt niedergeschlagene Aragonitnadeln
3. Anorganisch gefällte Aragonitnadeln

Es darf mit Sicherheit angenommen werden, dass auch in der Fraktion von 1–5 μ noch Fossildetritus enthalten ist. In einigen elektronenmikroskopisch untersuchten Abdrücken von Kalkstein-Bruchflächen wurden neben ganz erhaltenen Coccolithen grössere Bereiche gefunden, die ganz aus stengeligen Körnern mit einer Länge von etwa 1 μ und $\frac{1}{4}$ μ Dicke bestehen (Taf. IV, Abb. 16). Wesentlich ist, dass bei diesen leistenförmigen Gebilden Kornverschmelzungen nur in geringem Masse auftreten, was darauf schliessen lässt, dass sie aus primärem Kalzit bestehen. Dies macht es wahrscheinlich, dass es sich dabei um lokale Ansammlungen von Coccolithen-Micellen handelt, die beim Zerfall von einer oder mehreren Coccosphären entstanden sind (Taf. V, Abb. 17).

In EM-Präparaten von geätzten Anschliffen wurden noch andere, wenige μ grosse Körner gefunden, deren längsgestreifte Oberfläche vermuten lässt, dass es Fossiltrümmer sind. Beim Detritus von primär aragonitischen organogenen Hartteilen ist nicht zu erwarten, dass kleinste Körner in jedem Fall noch eine Feinstruktur erkennen lassen, da sie schon vor der Kalzitisierung gelöst worden sein können. Deshalb kann man sie nicht sicher von anorganisch gebildeten Karbonatkörnern unterscheiden. In allen elektronenmikroskopisch untersuchten mikritischen Kalken betrug die Häufigkeit der erkennbaren Fossiltrümmer in der Fraktion 1–5 μ nur 0,5–2%. Für die folgende grobe Abschätzung der Zusammensetzung des Kalksteins 57/61 wird angenommen, dass die Mehrzahl der biogenen Komponenten von 1–5 μ Durchmesser nicht erkannt werden könne, und ein Totalbetrag von 5% eingesetzt. Die Fraktion 5–25 μ enthält etwa 3% Fossiltrümmer, während die Fraktion über 25 μ 10% enthält. Das Gestein besteht also zu etwa 18% oder knapp einem Fünftel aus sicher biogenem Kalziumkarbonat. Dabei werden Ton, Quarz und Feldspat vernachlässigt, die zusammen etwa 3% ausmachen. Da man bei der Beschreibung von Ooiden gesehen hat, dass selbst die feinsten Aragonitgefüge bei der Kalzitisierung nachgebildet werden können (siehe auch FRIEDMAN 1964, S. 811) und dass die sehr feinen, primär kalzitischen Coccolithen-Micellen bei der Diagenese nur geringfügig verändert werden, wird angenommen, dass nach der Kalzitisierung des aragonitischen Gesteinsanteils keine Diagenese von Bedeutung mehr erfolgt ist, und dass demnach der oben abgeschätzte organogene Gesteinsanteil zumindest in der Grössenordnung mit dem ursprünglichen übereinstimmt. Dies sowie die Befunde über den Zeitpunkt der Entstehung der heute sichtbaren Texturen der Ooide steht im Gegensatz zu der Behauptung von R. G. C. BATHURST (1959), dass die heute sichtbaren Strukturen mikritischer Kalke nach der Umwandlung Aragonit–Kalzit entstanden sind.

Man darf annehmen, dass der mikritische Kalkstein 57/61 ursprünglich zu etwa 80% aus Aragonitnadeln bestanden hat. Dies stimmt gut überein mit den Untersuchungsergebnissen von CLOUD (1962) von rezenten Kalkschlammen aus dem Flachwassergebiet westlich von Andros (Bahamas). CLOUD fand in jenen Sedimenten einen mittleren Gehalt an indirekt biochemisch oder anorganisch gefälltem Aragonit von 70–75%. Dagegen weist CHAVE (1954b, S. 594) darauf hin, dass in den von ihm untersuchten Kalkschlammen der Gehalt an magnesiumreichem Kalzit von der groben zur feinsten Fraktion hin nicht abnimmt, wie dies zu erwarten wäre, wenn der feinste Sedimentanteil vor allem aus Aragonitnadeln bestehen würde. Da magnesiumreicher Kalzit bei der Diagenese vollständig im magnesiumarmen Kalzit umgewandelt wird, konnte die Argumentation CHAVES am vorliegenden Gestein nicht überprüft werden.

Eine Untersuchung des Kalksteins 57/61 mit der Mikro-Elektronensonde ergab eine homogene Verteilung des Magnesiums über die ganze Probe hinweg. Der Gehalt jener Probe an MgO beträgt 0,35% $\pm$ 0,03% (gravimetrische Bestimmung). Daraus wurde geschlossen, dass alles Magnesium als MgCO₃ isomorph in magnesiumarmem Kalzit sitzt und das Gestein keinen Dolomit enthält. Röntgenographisch konnte kein Dolomit nachgewiesen werden. Die homogene Verteilung des Magnesiums spricht im vorliegenden Fall nicht gegen die Annahme, dass die feinste Sedimentfraktion primär vor allem aus Aragonit bestanden hat, da auch Aragonit

die geringe Menge Magnesium isomorph im Gitter enthalten kann, die in der Probe 57/61 gefunden worden ist. CHAVE (1954a, Tab. 1) fand, dass primär zu 100% aragonitische tierische Hartteile von 0,05% (*Nautilus*) bis zu 0,76% MgCO_3 (*Madracis decactis*, Koralle) enthalten können. Ausserdem haben GEVIRTZ & FRIEDMAN (1966, S. 150) gezeigt, dass magnesiumreicher Kalzit auch als anorganischer Sekundärzement von Kalkareniten auftreten kann. Er darf also nicht mehr unbesehen als Beweis für das Vorhandensein von organogenem Kalzit genommen werden.

Dass man bei Ooiden auch feinste ursprünglich aragonitische Strukturen noch erkennen kann, nicht aber in diesem Gestein, erklärt sich wahrscheinlich dadurch, dass die Ooide bei der Überlagerung durch weiteres Sediment nicht verformt werden, da sie von Anfang an hart sind, während Aragonitschlamm unter den gleichen Bedingungen sehr stark kompaktiert werden (TERZAGHI 1940). Das in Taf. XII, Abb. 44 dargestellte Gefüge ist wahrscheinlich schon vor der Kalzitisierung durch Umkristallisieren der Aragonitnadeln unter Druck entstanden, wobei die Porosität eliminiert wurde (vgl. Bathurst 1959a, S. 366). Zu erwähnen sind jedoch feinste Zwischenräume an den Korngrenzflächen, die man im Elektronenmikroskop mit Kunststoffabdrücken sichtbar machen kann (vgl. Taf. IX, Abb. 34; siehe auch SEELIGER 1956, Abb. 3) und im elektronenmikroskopisch untersuchten Material stets vorhanden sind.

Daraus ergeben sich vor allem folgende Aussagen:

1. Das Gestein ist wahrscheinlich aus einem Aragonitschlamm (Drewit) hervorgegangen, der nur untergeordnet feinen Fossildetritus enthält und zu einem kleinen Teil von Organismen zu Kotpillen verarbeitet worden ist.
2. Coccolithen fehlen oder sind selten (vgl. Fig. 1).
3. Die primär kalzitischen Coccolithen in anderen untersuchten mikritischen Kalken sind entweder unverändert erhalten oder nur leicht rekristallisiert (Taf. X/XI, Abb. 39 und 41), was anzeigt, dass während und nach der Kalzitisierung des Gesamtgesteins wie bei Oolithen keine erheblichen Rekristallisationen mehr stattgefunden haben.
4. Die von schwarzen Kompensationsringen umrandeten, lappigen und optisch nicht einheitlichen Körner, die man im Lichtmikroskop bei höchstens 2μ dicken Schliffen und gekreuzten Polarisatoren erkennt, bestehen aus feineren Körnern mit Durchmessern von etwa 0,5 bis 5μ , die optisch ähnlich, aber nicht gleich orientiert sind. Diese können nur mit dem Elektronenmikroskop aufgelöst werden. Sie bilden eine panxenotope Mosaikstruktur.
5. Die Rauheit des Bruches eines «dichten» Kalkes hängt von seinem Gehalt an Kotpillen und anderen Bahamiden ab (vgl. S. 62).
6. Das Gestein zeigt keine Porosität ausser feinsten Zwischenräumen an den Korngrenzen.

Gesteinsbezeichnung nach FOLK (1959): III: L Mikrit.

Mikritischer Kalk von Mellikon (oberste Letzi-Schichten, 70/109)

Makroskopische Beschreibung: Die Probe stammt aus der tiefsten Bank der Schicht mit *Sutneria galar*, die bei Mellikon (Steinbruch der Schweiz, Sodafabrik) die obersten vier Meter der Letzi-Schichten bildet (S. 98). Das Gestein ist ein hochprozentiger, harter Kalk und bildet eine 45 cm mächtige Bank mit wenig Glaukonit. Die Bankoberfläche ist durch Korrosion uneben. Die Bank 70/109 enthält feinste Limonitester und viel feinen Fossildetritus. Die Echinodermentrümmer verursachen auf frischen Bruchflächen ein intensives Glitzern. Das Gestein bricht an flachmuscheligen Flächen von geringer bis mittlerer Rauheit. Die Farbe ist hell gelblich-grau und geht fleckenweise in gelbbraun über.

Mikroskopische Beschreibung (vgl. Taf. XIII, Abb. 48): Das Gestein besteht zur Hauptsache aus je nach Schnittlage elliptischen bis runden Partikeln aus mikrokristallinem Kalzit, mit einer Länge von 100 bis 150μ . Die kleinsten, meist runden Partikel haben einen Durchmesser von rund 30μ und die grössten eine Länge von bis zu 240μ , wobei das Verhältnis Länge zu Breite etwa 2:1 beträgt (vgl. PURDY 1963a, S. 342). Es handelt sich wahrscheinlich ausschliesslich um autochthone Kotpillen, obschon sie aus sehr homogenem mikrokristallinem Kalzit bestehen. Umgelagerte Partikel können es nicht sein, da die regellose Einbettung von Pectiniden- und Brachiopodenschalen im Gestein anzeigt, dass das bodennahe Wasser nur eine minimale Strömungsgeschwindigkeit gehabt haben kann. An bestimmbaren Fossiltrümmern erkennt man: Echinodermenreste, Serpeln, Lageniden, Textulariiden, Ostracoden sowie Schwammnadeln. Selten finden sich kleinste Kugeln (Calcisphären) aus radialfaserigem Kalzit mit einem Durchmesser von 100μ und einer Wandstärke von 3μ , die mit mikritischem Kalk gefüllt sind. Eine grosse Zahl von Fossiltrümmern und Kleinforaminiferen enthalten dunkelbraunes, isotropes Material, das oft in regelmässige geformten, undurchsichtigen Kugeln mit einem Durchmesser von 5– 25μ auftritt. Diese bestehen ihrerseits aus kugeligem Objekt mit einem einheitlichen Durchmesser von etwa $0,5\mu$. Man nimmt deshalb am besten an, dass diese organogene Bildungen sind, möglicherweise Bakterienkolonien, die durch feinstverteiltes Eisenhydroxyd braun gefärbt sind (vgl. LOVE 1957, Taf. 33, Abb. 1 und 4, und in der vorliegenden Arbeit Taf. V, Abb. 17).

Detritischer Quarz kommt in einer Häufigkeit von weniger als 1% und in Korngrössen von weniger als 10μ bis 80μ vor (Mittelwert: 33μ). Körner mit starken Einbuchtungen zeigen intensive Korrosion nach ihrer Einbettung an.

Die Kotpillen liegen teils in einer Grundmasse aus homogenem, mikrokristallinem Kalzit. Wo sie besonders dicht gepackt sind, besteht die Grundmasse aus gröber kristallinem Kalzit, so dass die Kornzwischenräume oft von einem einzigen Kristall ausgefüllt werden. Diese Kristalle haben oft noch feine Einschlüsse von unregelmäßig orientiertem, mikrokristallinem Kalzit, was zeigt, dass es

sich wahrscheinlich um nicht einen in Hohlräume eingelagerten Sekundärzement, sondern um das Produkt einer Sammelkristallisation handelt. Oft sind diese Kornzwischenräume viel grösser als die anstossenden Kotpillen. Es sind also auch ganze Kotpillen von der Rekristallisation erfasst worden (vgl. S. 37).

Es stellt sich die Frage, ob die homogene, mikrokristalline Grundmasse durch Zerdrücken der kurz nach der Bildung noch weichen Kotpillen im Laufe der Kompaktion des Sedimentes (vgl. R. N. GINSBURG 1957, S. 81) oder durch Einlagerung von mikrokristallinem Aragonit zwischen die Pillen im Verlauf der frühen Diagenese (E. G. PURDY 1963a, S. 345) entstanden sei, was ein «merging» im Sinne BEALES (1958) bewirkt hätte. Man findet keine durch Druck erheblich deformierten Kotpillen. Zudem sind in die schlierenartigen Bereiche aus mikritischem Kalzit eingestreute Kotpillen deutlich zu erkennen (bei einer Schliffdicke von 5μ , vgl. Taf. XIII, Abb. 48), weil sie etwas dunkler erscheinen als die Grundmasse. Die Füllungen der Röhren eines Serpelnküuels, bei denen die Einwirkung der Kompaktion ausgeschlossen ist, bestehen einerseits aus mikritischem Kalzit und andererseits aus demselben Material mit deutlichen ellipsoidischen Kotpillen. Der totale Gehalt des Gesteins an Kotpillen beträgt etwa 70%. Es wird angenommen, dass diese durch Organismen aus Aragonitschlamm aufgebaut worden sind und dass der jetzt bestimmbare Anteil von Kotpillen im Gestein ziemlich genau gleich dem primären Gehalt des Kalkschlammes ist.

Gesteinsbezeichnung nach FOLK (1959): I/IIp: L Pelsparitischer Mikrit.

III. Mergel

Kalkige bis tonige Mergel sind im untersuchten Gebiet etwa gleich häufig wie die Kalksteine. Trotzdem wurde kein Mergel im Detail untersucht. Bei Schlammversuchen an Effinger Mergeln aus dem Aargau und Mergeln der tiefsten Oxford-Stufe vom Randen konnte immerhin festgestellt werden, dass der kalkige Anteil des Gesteins aus mikrokristallinem Kalzit von wenigen μ Korngrösse besteht und diffus im tonigen Bindemittel verteilt sein muss, da er sich mit Wasserstoffsuperoxyd in die feinsten Körner dispergieren lässt. Es kommen aber in den Effinger Mergeln auch rundlich bis unregelmässig geformte Kalzitaggregate von bis zu 500μ Durchmesser vor, die wohl wie das Eisensulfid als Konkretionen zu deuten sind. Die Tonmineralien zeigen die gleichen Korngrössen von $0,5$ bis 3μ wie in den Kalksteinen.

IV. Sandige Karbonatgesteine

Detritischer Quarzsand ist in der Schwamm/Ammonitenfazies der Oxford-Stufe in allen Gesteinen vorhanden. Die Korngrösse schwankt zwischen wenigen μ und etwa 400μ (81/6). Die Menge liegt meist unter 1%, und die Verteilung in einem bestimmten Gestein ist homogen. Auch in der Korallen/Oolithfazies der oberen Oxford-Stufe westlich von Olten ist detritischer Quarz häufig. Hier findet man jedoch ein fast quarzfreies Gestein, die Verena-Schicht. Quarzsandreiche Gesteine sind selten. Sie treten stets als dünne bis dünnste karbonatreiche Lagen in Mergeln oder Kalken auf, und zwar in den Effinger Schichten im ganzen Untersuchungsgebiet sowie in den unteren Günsberger Schichten.

Sandiger, dolomitischer Kalkmergel vom Eichberg, Wutachtal (Effinger Schichten, 87/109; vgl. Taf. XVI).

Makroskopische Beschreibung: Das Gestein bildet ein 2–3 cm mächtiges Bänklein mit deutlicher Schrägschichtung. Es ist frisch blaugrau und wittert mit tief brauner Farbe an. Die Schichtunterfläche zeigt stark hervortretende Wülste von 10–20 cm Länge, 5–10 mm Dicke und 2–3 cm Breite. Sie streichen NW–SE und können als «flute casts» gedeutet werden. Die Schichtoberfläche ist ziemlich glatt. Sie lässt aber deutliche rhombische bis quadratische Erhebungen erkennen, die durch seichte Rinnen getrennt sind. Diese laufen N–S und E–W. Schwach erkennbare, NW–SE laufende Rinnen, die die übrigen kreuzen, sind durch Kompaktion verursachte Abbildungen der «flute casts» an der Schichtoberfläche. Die Schrägschichtung zeigt Schüttung von Norden an.

Die Schichtunterfläche ist reich an Fucoiden, während diese in der Bank und an deren Oberfläche spärlich sind.

Mikroskopische Beschreibung: Die Grundmasse besteht zu etwa 90% aus Dolomit. Dieser bildet eine panxenotopie Mosaikstruktur mit Korngrössen von 10 – 100μ . In den Kornzwischenräumen sitzt da und dort Kalzit mit Korngrössen bis zu 60μ .

Der detritische Quarz bildet etwa 10% des Gesteins. Es sind durchwegs scharfkantige Körner von mehr oder weniger isometrischer bis langspittriger Form. Die Korngrösse beträgt 20 – 60μ . Die Körner löschen häufig undulös aus. Sandquarze sind ebenfalls vorhanden. Die Quarze sind nicht oder nur geringfügig korrodiert. Untergeordnet tritt Feldspat (Kalifeldspat, Albit bis Oligoklas)

auf. Glimmer (Muskowit und Biotit) sind weniger häufig als 1 %, und ganz untergeordnet findet man Schwerminerale, v. a. Rutil und Zirkon. Eisensulfid – nach der Farbe im Auflicht vor allem Pyrit – tritt in Flocken mit Durchmessern von wenigen μ bis 70 μ auf. Die Häufigkeit beträgt etwa 10 %. Die Flocken sind teilweise oder ganz pyritisierte Kotpillen und Füllungen von Kleinforminiferen. Glaukonit ist in Korngrößen von 30–50 μ und einer Häufigkeit von etwa 2 % vorhanden. Die Körner sind stets kantig. Dies und die sehr gute Sortierung lassen die detritische Herkunft des Minerals erkennen. Schliesslich findet man etwas Phosphorit. Nicht pyritisierte Kotpillen von je nach Schnittlage runder bis elliptischer Form bestehen aus mikrokristallinem Dolomit. Ihre Häufigkeit beträgt etwa 5 %. Quarz, Pyritflocken, erkennbare Kotpillen und die restlichen Komponenten machen nicht mehr als 30 % des Gesteins aus. Die gute Sortierung der Komponenten und die Schrägschichtung des Gesteins lassen vermuten, dass der Rest nicht aus primärem Kalkschlamm bestanden hat. In analogen, nicht dolomitisierten Sand/Kotpillen-Gesteinen erkennt man Kotpillen in allen Stadien der Rekristallisation zu gröber kristallinen «Grundmassekristallen», während die Kornzwischenräume von sekundärem Kalzit erfüllt sind. Hier sind die Kotpillen also wahrscheinlich schon vor der Dolomitisation zum grössten Teil zu mikrokristallinem Kalzit rekristallisiert.

Die Feinschichtung des Gesteins kommt durch bis 40 μ dicke tonreichere Lamellen zustande. Diese enthalten nur wenig, z. T. euhedrales Dolomit. Zur Hauptsache bestehen diese im Dünnschliff grösstenteils ausgewaschenen Lamellen aus mikrokristallinem Kalzit. Eine Teilanalyse des Gesamtgesteins ergab:

Glühverlust	21,7 %
CaO	18,1 %
MgO	4,6 %
Dies ergibt: Kalzit	20,9 %
Dolomit	21,1 %
(unter der Annahme, dass der Kalzit kein MgCO_3 enthält)	

Die Lamellen enthalten geringe Mengen Coelestin als kleine, isolierte Körner. An beim Schleifen ausgewaschenen Stellen erkennt man feinste, leitenförmige bis isometrische Körner mit Durchmessern von 1–5 μ . Ihre geringe Licht- und Doppelbrechung und die Färbbarkeit durch Hämatoxylin lassen vermuten, dass es sich um Tonminerale handelt. Die Dolomitisation des Gesteins ist wegen der relativ groben Korngrösse des Dolomits wahrscheinlich in einem fortgeschrittenen Stadium der Diagenese erfolgt.

Gesteinsbezeichnung nach FOLK (1959): Tz I p: DLa Siltiger, dolomitischer Pelsparit.

V. Glaukonitgesteine

Glaukonit ist ein verbreitetes Mineral, das aber ähnlich wie Quarz fast immer in geringen Mengen auftritt. Er ist in Gesteinen mit viel detritischem Quarz fast immer vertreten. In Gesteinen, in denen der Glaukonit möglicherweise detritisch vorkommt, wie etwa den Effinger und Geissberg-Schichten, ist er regellos durch die ganze Schichtfolge verstreut und höchstens in sandreichen Lagen angereichert, die sich nicht im Detail korrelieren lassen. Mit Sicherheit authigener Glaukonit kommt in der Oxford-Stufe des Aargau und des Klettgau/Randen nur in wenigen, geringmächtigen Schichten vor, die durch glaukonit freie Gesteine voneinander getrennt sind. Er kann in diesem Falle als ein zuverlässiges Mittel für Korrelationen verwendet werden (vgl. S. 50).

Glaukonitischer Kalk vom Tengigbuck bei Neunkirch (oberste Küssaburg-Schichten, 79/32)

Makroskopische Beschreibung: Das Gestein bildet ein 10 cm mächtiges Bänklein von hell-olivgrauem, sehr feinkörnigem Kalk. Dieser ist von helleren Fucoiden mit Durchmessern von 1,5 mm dicht durchzogen. Gesteinsbereiche, die offenbar mehrmals von den fucoidenbildenden Organismen aufgearbeitet worden sind, erscheinen im polierten Anschliff als helle Wolken. Nur wenige Flecken des Gesteins bestehen aus homogener Grundmasse ohne Fucoiden. Sie heben sich dunkel von der Umgebung ab. Der Glaukonit ist vorwiegend sehr dunkel grün. Er kommt in den nicht durchwühlten Gesteinspartien nur spärlich vor. Im übrigen Gestein beträgt seine Häufigkeit etwa 1 %.

Mikroskopische Beschreibung: Die Grundmasse besteht aus mikritischem Kalzit. Sie zeigt dieselbe Granulation, wie sie auf S. 40 beschrieben ist. Detritischer Quarz macht weniger als 1 % aus. Er ist stets kantig und deutlich korrodiert. Die Korngrösse schwankt zwischen 10 und 75 μ , Mittelwert 28 μ . Verstreut findet man bis 100 μ lange ellipsoidische Kotpillen. Die Häufigkeit liegt unter 1 %. Von den Makrofossilien sind Echinodermentrümmer die häufigsten (über 90 %). Man findet alle Korngrößen von den feinsten erkennbaren bis hinauf zu 1 mm. Daneben gibt es wenige Trümmer von Brachiopoden. An Mikrofossilien kommen vor: *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., Ostracoden und wenige kreisrunde Kugeln mit Durchmessern von 130 μ und einer Wandstärke von 10 μ (Calcisphaeren). Die Wand besteht aus feinsten radialen Kalzitfasern. Die Füllung ist oft ein Kalzit-Einkristall (Taf. X, Abb. 38).

Der Glaukonit kommt in Korngrößen bis zu 300 μ vor. Nur wenige Körner haben eine glatte Oberfläche, keine Einschlüsse, sind scharf gegen die Grundmasse abgegrenzt, gut gerundet und liegen frei im Sediment. Die Mehrzahl findet sich in 200 bis 500 μ

grossen Knöllchen aus mikrokristallinem Kalzit, die sich wie die Kotpillen dunkel vom umgebenden Sediment abheben. Nach der unregelmässigen Form sind es wahrscheinlich keine Kotpillen. Eher handelt es sich um kleine Kalkalgenknollen (S. 33 f.). In diesen sitzt der Glaukonit als lockere oder dichtgedrängte Aggregate, in denen die einzelnen Körner 5 bis 50 μ Durchmesser haben. Grössere Körner beginnen zusammenzuwachsen. So findet man alle Übergänge von lockeren Aggregaten bis zu beinahe reinen Körnern, die nur noch am gezackten bis lappigen Umriss und Einschlüssen von mikrokristallinem Kalzit erkennen lassen, dass sie aus einem Algenknöllchen entstanden sind. Auch Echinodermentrümmer zeigen alle Stadien der Glaukonitisierung. Sie bestehen wie in allen übrigen untersuchten Kalken aus einem gitterartigen Skelett eines Kalzit-Einkristalles. Die feinen Gitterzwischenräume sind normalerweise von einem Mosaik mikrokristallinen Kalzites erfüllt. In ihnen kann aber auch Glaukonit sitzen. Die Glaukonitisierung beginnt im Inneren des Echinodermentrümmers und schreitet ähnlich wie die Verkieselung nach aussen fort. Wenn die Gitterzwischenräume mit Glaukonit gefüllt sind, können die Füllungen im Innern des Trümmers zu einem einzigen Korn zusammenwachsen (Taf. X, Abb. 38). Zuweilen sind auch Kammern von Foraminiferen teilweise mit Glaukonit gefüllt. Der Glaukonit hat im einfach polarisierten Licht eine satt salatgrüne Farbe. Unter gekreuzten Polarisatoren erkennt man ein feines Aggregat von bis zu 20 μ langen Fasern, zwischen denen körnige Bereiche von 1–2 μ Korngrösse liegen. Die Fasern und, soweit erkennbar, auch die feinen Körner löschen undulös aus, was darauf schliessen lässt, dass sie wie der Glaukonit aus Probe 60/3 (tiefste Effinger Schichten, Blumberg) ihrerseits Aggregate aus submikroskopischen Körnern sind (vgl. Taf. IV, Abb. 14). In zahlreichen Echinodermentrümmern kommt Eisenhydroxyd in feinkörnigen Aggregaten vor. Vereinzelt Würfelchen zeigen, dass es sich zumindest teilweise um oxydierten Pyrit handelt. Der Pyrit verdrängt den Kalzit des Echinodermengerüsts, nicht aber den Glaukonit. Da auch grosse Glaukonitkörner in Echinodermentrümmern keine Eisenoxydeinschlüsse zeigen, muss der Pyrit nach dem Glaukonit entstanden sein (Taf. X, Abb. 38).

Gesteinsbezeichnung nach FOLK (1959): II b: L Biomikrit.

Glaukonitischer Kalk vom Berchenwald bei Dangstetten (tiefste Birnenstorfer Schichten, 73/5)

Makroskopische Beschreibung: Das Gestein bildet eine 5 bis 15 cm mächtige Bank, die tiefste der Birnenstorfer Schichten. Sie liegt auf der buckligen, mit einem glänzenden Limonit-Hardground überzogenen Schichtfläche des leicht eisenoolithischen, mergeligen Kalkes der unteren Oxford-Stufe. Im tieferen Teil der Bank 73/5 liegen kleine Knollen eines braunen, feinkörnigen, eisenoolithischen Kalkes mit glänzender Limonitrinde. Diese sind Korrosionsrelikte aus der obersten Bank der Callovian-Stufe.

Die Grundmasse des Kalkes 73/5 ist wolkig-fleckig und von hell olivgrauer Farbe. Sie enthält bis mehrere Zentimeter lange Schlieren eines dunkelgrünen, weichen Mergels, nebst limonitisch umkrusteten Knollen desselben Kalkes wie die Grundmasse. Vereinzelt liegen braune Eisenooide in der Grundmasse verstreut.

Mikroskopische Beschreibung: Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinem Kalzit. In wenigen, schlierenartigen Bereichen ist sie sehr homogen und zeigt keine Granulation (siehe S. 45). Der Kalzit hat dort Korngrössen von 1–5 μ . Helle Flecken der Grundmasse sind wahrscheinlich auf einen geringeren Anteil an feinstkörnigem Kalzit zurückzuführen. Die grössten Körner haben in jenen Bereichen höchstens 6 μ Durchmesser. Teilweise fossilisierte Schwämme sind von einer Limonitrinde umgeben, die sich stellenweise in einen diffusen Hof mit feinen, bis zu 50 μ grossen Phosphoritknöllchen auflöst. Im Innern der Schwammteile erkennt man Reste des Skelettes. Da darin aber auch viel detritischer Quarz, Glaukonit, Foraminiferen und Calcisphaeren (Taf. X, Abb. 38) vorkommen, muss angenommen werden, dass das Schwammenskelett vor der Fossilisation zeitweise mindestens zum Teil freigelegen hat. An der Oberfläche dieser Schwammstücke sitzen häufig sehr grobarenaische, sessile Foraminiferen (*Placopsilina* sp.). Stellenweise ist die Grundmasse in unregelmässig begrenzten, bis millimetergrossen Bereichen zu einem feinkristallinen Kalzitmosaik rekristallisiert. Kotpillen sind selten; sie haben eine Häufigkeit von weniger als 1 %. An Makrofossilien findet man Trümmer von Echinodermen und Muscheln sowie häufig Schwammnadeln. Dazu sind folgende Mikrofossilien vorhanden: Lageniden (z. T. mit Glaukonit in den Kammern); Quarz agglutinierende Textulariiden, globigerinenähnliche Formen (vgl. E. & I. SEIBOLD 1960), Calcisphaeren, Ostracoden und Bruchstücke von Bryozoen. Auffällig sind Fäden, die von braunem isotropem Material erfüllt sind. Sie treten sowohl in der Grundmasse als auch in Fossiltrümmern auf. In der Grundmasse sind sie vor allem am Rand von Kalkgeröllen konzentriert, bei denen es sich wahrscheinlich um unvollständig fossilisierte Schwämme handelt. In Fossiltrümmern treten sie als dichtes, verzweigtes Netz auf. Die Fäden haben einerseits Durchmesser von 4 μ , andererseits von 10 μ und stammen vermutlich von Phycomyceten, bzw. von Bohralgen (vgl. S. 45). Vor allem bei der feineren Varietät können häufig Verzweigungen der Fäden festgestellt werden, wie dies ein diagenetisch zu Francolite (anomaler Apatit, zweiachsigenativ) umgewandelter Zahntrümmer zeigt (Taf. III, Abb. 10). Ein Teil der gröberen Fäden ist mit Kalzit erfüllt.

Der Quarz (mittlere Häufigkeit etwa 2 %) ist scharfkantig und erheblich korrodiert. Er ist nicht homogen verteilt. Die Korngrössen schwanken zwischen 5 und 135 μ (Mittelwert 81 μ).

Biotit ist selten (unter 1 %) und hat Korngrössen bis zu 240 μ . Er ist fahlgrün und zeigt einen schwachen Pleochroismus. Ausscheidungen von Eisenhydroxyd im Innern sind häufig. Es wurden zahlreiche, ziemlich genau parallel (001) geschnittene Körner gefunden, die alle das zweiachsige negative Achsenbild mit geringem Achsenwinkel von Biotit ergaben. Alle Körner weisen 1–2 μ grosse, optisch regellos orientierte, fahlgrüne Einschlüsse auf. Das Korn mit den wenigsten Einschlüssen (10–20 %) ergab das schärfste Achsenbild, (Taf. III, Abb. 9, rechts) während ein Korn mit über 50 % Einschlüssen (gleiche Abb., links) nur noch ein verschwommenes lieferte. Die Grösse der Einschlüsse, ihre Farbe und die zahlreichen Risse in diesen Biotiten lassen vermuten, dass sie in schwach bis mittlerem Grad glaukonitisiert sind. GALLIHER (1935) zeigte an rezenten Biotiten der Monterey-Bay (Kalifornien) alle Stadien der Umwandlung von Biotit zu Glaukonit, wofür das hier beschriebene Gestein ein fossiles Beispiel liefert (siehe auch MCKEE 1945, S. 57). Der reine Glaukonit zeigt das übliche feinfaserige Gefüge und tief salatgrüne Farbe. Er hat Korngrössen von 40 bis 320 μ (im Mittel 150 μ). Die meist kantengerundete, selten gutgerundete Kornform deutet auf eine authigene Entstehung aus Biotit (im Gegensatz zu LIGHT 1952). Der Glaukonit ist fast durchwegs von einer Oxydationsrinde umgeben.

Zu erwähnen ist schliesslich Kollophan, d. h. isotroper Phosphorit, der kleine Knollen und Flocken bildet. Die vereinzelt Eisenooide und ihre Bruchstücke sind wahrscheinlich aus dem liegenden eisenoolithischen Mergelkalk (S. 30) aufgearbeitet. Sie bestehen aus submikroskopischem Limonit, der nach der tiefbraunen Farbe vor allem aus Goethit bestehen dürfte.

Gesteinsbezeichnung nach FOLK (1959): Ts II b: L Biomikrit.

VI. Eisenoolithische Gesteine

Eisenoolithische Gesteine finden sich in der Oxford-Stufe nur in einer stark kondensierten Schicht an der Basis. Es handelt sich um einen eisenoolithischen, mergeligen Kalk von 10 bis 40 cm Mächtigkeit (siehe auch S.63f.).

Eisenoolithischer Kalk vom Grund bei Schinznach-Dorf (untere Oxford-Stufe, 55/3)

Makroskopische Beschreibung (AS 55/3; vgl. Taf. I, Abb. 1): Das Gestein bildet eine 5–10 cm mächtige braune, eisenoolithische Bank, die fest mit dem liegenden, ebenfalls eisenoolithischen Kalk der oberen Callovian-Stufe verbunden ist. Der Callovian-Kalk schliesst mit einem dichtbesetzten, angebohrten Austernplaster ab, das auf einer sehr unebenen Schichtfläche aufliegt. Auch der eisenoolithische Kalk der unteren Oxford-Stufe enthält zahlreiche Ostreiden, meist jedoch nur als Bruchstücke. Neben *Trigonia* kommen untergeordnet auch Terebratuliden vor. Als Besonderheit verdient auch ein kleiner, horizontal liegender Korallen-Einzelkelch Beachtung. Das Gestein ist sehr inhomogen: Fleckenförmige Bereiche – vermutlich ursprünglich knollenförmige Korrosionsrelikte – können aus reinem dichtem Kalk ohne Einschlüsse bestehen. In anderen Nestern, die stets an der Obergrenze der Bank liegen, sind dunkelgrüne Eisenooide konzentriert, oft so dicht, dass Ooid an Ooid liegt. Die grosse Mehrzahl der Ooide hat nur eine dünne braune Rinde, während das Innere hell ist. Die Grundmasse ist hellbraun, hell olivgrün oder in kleinen Flecken karminrot. Die Bank schliesst oben mit einem ziemlich ebenen, glänzenden Limonit-Hardground ab, der ein intensiv warziges Kleinrelief zeigt.

Mikroskopische Beschreibung (vgl. Taf. II, Abb. 5): Die Grundmasse erscheint im Dünnschliff bedeutend homogener als makroskopisch im Anschnitt. Sie besteht aus mikritischem Kalzit mit Korngrössen von 1–4 μ . In kleinen Bereichen ist sie durch Sammelkristallisation zu Korngrössen von 10–40 μ rekristallisiert. Mehrere Quadratzentimeter grosse Bereiche sind durch Anreicherung von submikroskopischem, homogen verteiltem Eisenhydroxyd dunkelbraun gefärbt. Die Grenze dieser Flecken verläuft oft mitten durch Fossiltrümmer. Detritischer Quarz kommt in Korngrössen von 6–110 μ (Mittelwert 39 μ) vor. Er ist kantig und zeigt durch Korrosion z. T. stark gezackte Korngrenzen. Die Fossiltrümmer sind abgesehen von wenigen grossen Austern- und Brachiopodenfragmenten feinkörnig. Korngrössen von 0,5 bis 1 mm herrschen vor. Die Trümmer stammen vor allem von Echinodermen. Daneben sind Fragmente von Muscheln, Brachiopoden und Serpeln vertreten. Mikrofossilien sind selten. Neben Bryozoenfragmenten treten einige Lageniden auf. Die Fossiltrümmer mit 0,5 bis 1,5 mm Korngrösse sind in der überwiegenden Mehrzahl kantengerundet bis gut gerundet. Fast alle tragen eine dünne Rinde von Eisenhydroxyd. Dieses weist schaligen Bau auf und ist zuweilen grünlichgrau. Dann zeigen die Schalen unter gekreuzten Polarisatoren ein Auslöschungskreuz. Es handelt sich also um teilweise oder ganz oxydierten Chamosit. Die Oberfläche der Fossiltrümmer im Kern (mit Ausnahme der Echinodermmentrümmer) ist meist dicht besetzt mit braunen, kugeligen Gebilden von 10–20 μ Durchmesser (Taf. II, Abb. 5). Von der Oberfläche her dringen Schläuche ins Innere des Fossilbruchstückes vor, ohne sich um Korngrenzen oder Orientierung der Kalzitkörner zu kümmern. Weitaus am häufigsten sind Schläuche oder Fäden von 2 μ Durchmesser, die ein dichtes Netz durch das ganze Fossilbruchstück bilden können. In einer Lagenide wurden Fäden gefunden, die einen Durchmesser von knapp 1 μ haben und parallel den Kalzitfasern von der mit Phosphorit und Kalzit gefüllten Wohnkammer ausstrahlen. Die Fäden durchdringen die eisenoolithischen Rinden der Fossiltrümmer nicht. Sie sind mit einer braunen, isotropen Masse gefüllt.

Bei diesen Gebilden handelt es sich wahrscheinlich um Organismen, weil

1. Verzweigungen der Fäden beobachtet werden können, und
2. die Fäden mitten durch Kalzitkristalle durchgehen, unbekümmert um kristallographische Richtungen.

Ein rezent es Korallenbruchstück mit solchen Fäden bildeten MAXWELL et al. ab (1961, Abb. 8f). Es hat ellipsoidische Form, ist etwa 1,5 mm lang, und von der Oberfläche her dringen 4–5 μ dicke Fäden ins Innere, die als «algal borings» bezeichnet werden. Ein rezent es Molluskenbruchstück bildet auch SWINCHATT (1965, Taf. 3, Abb. B) ab, das dicht mit etwa 4 μ dicken Fäden durchzogen ist. Auch aus älteren Gesteinen sind Bildungen bekannt, die den hier beschriebenen sehr ähnlich sind. ELLIS (1917) bespricht aus dem Frodingham Ironstone (unt. Lias, *bucklandi/semicostatum*-Zone) von Lincolnshire, Grossbritannien, Schalenbruchstücke aus grobkörnigem Kalzit, die am Rand dieselben kugeligen Gebilde (vgl. LOVE 1957 und HONJO et al. 1965, Abb. 2) zeigen, wie in der hier beschriebenen Probe und die von 2 μ dicken, ziemlich häufig verzweigten Fäden durchzogen sind. Letztere betrachtet er als Hyphen eines Phycomyceten, den er *Phycomycites frodinghamii* ELLIS nennt. Darin folgt ihm BENDER (1951), der eine schwach eisenoolithische Kalkbank aus dem Lias α in Württemberg beschreibt. In dieser treten dieselben Fäden auf wie in der vorliegenden Probe. BENDER unterscheidet drei Arten: *Phycomycites rectus* BENDER mit geraden Fäden, die senkrecht zur Oberfläche des Fossiltrümmers stehen und 1 μ dick sind; *Phycomycites frodinghamii* ELLIS zeigt Verzweigungen und hat einen Fadendurchmesser von 2 μ ; *Phycomycites organisatus* BENDER hat viele Verzweigungen und einen Fadendurchmesser von 5 μ . Alle diese drei «Arten» wurden im vorgängig beschriebenen DS 55/3 ebenfalls gefunden. Über das Alter dieser Bildungen können die genannten Autoren nichts Sicheres aussagen, neigen aber zur Annahme, sie seien gleich alt wie das Gestein (siehe auch SCHINDEWOLF 1963 und FRY & McLAREN 1959). Dies darf für das hier beschriebene Gestein mit Sicherheit angenommen werden, da die Fäden die eisenoolithischen Rinden der durchwachsenen Fossiltrümmer nicht durchdringen (vgl. oben).

Auffällig ist das bevorzugte Auftreten dieser Organismen in eisenreichen Gesteinen. BENDER gibt an, dass er sie in der untersuchten Bank an jedem Fundort antraf. Dasselbe gilt für den oben beschriebenen eisenoolithischen Kalk. Die Organismen sind aber keineswegs auf diesen beschränkt (S. 44 und 63). Sie sind wahrscheinlich syndimentäre Bildungen. Nach dem Fadendurchmesser sind es eher Fäden von Pilzen als von Algen, um so mehr als Querwände in den Schläuchen sehr selten sind. Dazu ist allerdings zu bemerken, dass DUERDEN (1902) eine bohrende Alge aus rezenten Korallen abbildet, deren Schläuche keine Querwände haben (leider ohne Angabe des Massstabes).

Die wenigen Eisenooide mit dicker oolithischer Rinde weisen Durchmesser von 0,2 bis 1,5 mm auf. Ein Fossilbruchstück bildet stets den Kern. Die Ooidschalen sind meist tief rotbraun und isotrop. Andere sind gelbgrün, haben keinen Pleochroismus, zeigen aber unter gekreuzten Polarisatoren ein Auslöschungskreuz. Die Ooidschalen werden z. T. von innen her von Kalzit verdrängt, aber nie von den oben beschriebenen Fäden durchdrungen. Es handelt sich offenbar um teilweise bis vollständig zu Goethit umgewandelte Chamositooide. Deren Entstehung ist noch nicht völlig geklärt. Die einen, z. B. DELALOYE (1966), nehmen an, wohl wegen der Ähnlichkeit mit Kalkooiden, dass Chamositooide durch Umlagerung in bewegtem Wasser entstehen. Andere Autoren sehen in den Chamositoiden diagenetische, postsedimentäre Bildungen (z. B. GEBERT 1964). Für diese Ansicht spricht, dass im beschriebenen Gestein Eisenooide selten dicht gepackt sind und nie in Sekundärzement vorkommen. H. BRAUN (1964, S. 22), der Wechsellagerungen von Schichten mit Siderit- und solchen mit Chamositoiden – beide in sideritischer Grundmasse – beschreibt, schliesst eine Entstehung der Chamositooide während der Diagenese aus. Als Beweis führt er Ooide an, in denen sideritische mit chamositischen Schalen wechsellagern.

Die Frage, ob ein Eisenoid als Chamosit oder Goethit erhalten ist, hängt zunächst von der Frischheit der Probe ab. Da aber in einem Bohrkern (37a/3) neben Chamositoiden auch solche aus Goethit gefunden worden sind, muss angenommen werden, dass die Oxydation des Chamosits schon kurz nach dessen Bildung erfolgen kann. Man kann sich leicht vorstellen, dass in einem sehr langsam gebildeten Sediment, wie es der Unteroxord-Eisenoolith darstellt, das E_h -Potential mehrmals von negativen zu positiven Werten übergegangen sein kann und umgekehrt. Die Behauptung GEBERTS, dass Chamositooide in Mergeln, Goethitooide dagegen in Kalken entstehen, kann am vorliegenden Material nicht bestätigt werden.

Eisenoolithischer Kalk von Oberehrendingen (untere Oxford-Stufe, 51/0)

Makroskopische Beschreibung: Das Gestein bildet eine 20 cm mächtige Bank, die oben mit einem hellbraunen, schwach glänzenden Hardground abschliesst. Die mikritische Grundmasse ist grünlichgrau (5GY 6/1) und fleckenweise ockerbraun bis karminrot. Die Eisenooide sind bis zu 2 mm gross, dunkelgrün und nahe der Schichtoberfläche angereichert, wo sie grösstenteils flachgedrückt sind.

Mikroskopische Beschreibung (vgl. Taf. III, Abb. 8): Im Dünnschliff erkennt man, dass in Nestern oft zwei oder drei längliche Ooide an den Enden zu Spitzen ausgezogen sind und an dünnen Bändern zusammenhängen, die von den Spitzen ausgehen. Die Bildungen stimmen gut mit denen überein, die EDWARDS (1958, Taf. 13) abbildet. Die nicht deformierten Ooide sind in frischem Zustand blassgrün und haben scharf begrenzte Schalen. Durch das Zentrum geschnittene Ooide zeigen unter gekreuzten Polarisatoren ein deutliches Auslöschungskreuz, während oberflächennahe, tangentielle Schnitte einheitlich dunkel bleiben. In diesen letzteren sieht man, dass nicht alle Chamositkörner mit (001) genau parallel zur Ooidoberfläche liegen, was eine Bestimmung der Korngrössen erlaubt. Diese betragen weniger als $1\ \mu$ bis $3\ \mu$. Häufig sind wenige μ grosse, euhedrale Karbonatkristalle, wahrscheinlich von Siderit. Bestimmbarer Siderit (vgl. HÜGI 1945) kann im Kern der Ooide bis zu $300\ \mu$ grosse euhedrale Körner bilden und im Extremfall das ganze Ooid verdrängen (vgl. BRAUN 1964, S. 20). Bei dieser Verdrängung sind die chamositischen Ooidschalen z. T. verbogen worden. Neben Siderit kann auch Kalzit die Chamositooide verdrängen. Dieser ist aber nie euhedral. Einzelne Ooide sind ganz oder teilweise von Anhydrit verdrängt, der auch vermutliche Schrumpfungsrisse in der Grundmasse ausfüllt.

Einige Ooide sind einseitig «eingedrückt». Der entstehende Zwischenraum zwischen Ooid und Grundmasse ist meistens mit feinkristallinem, sekundärem Kalzit, und sonst mit nachgedrungener Grundmasse erfüllt (Taf. III, Abb. 8). Dies zeigt eine diagenetische Schrumpfung der Ooide durch Wasserabgabe an, während die Grundmasse schon teilweise erhärtet war. Die Deformation der Ooide ist also bei diesem Gestein mindestens zum Teil ein diagenetischer Vorgang. Sie könnte im Fall der an Bändern zusammenhängenden Ooide bei noch weicher Grundmasse auch dadurch zustande kommen, dass die Grundmasse durch ungleiche Korngrössenverteilung ungleich kompaktiert wird. Diese Möglichkeit wird zwar von H. A. JONES (1965, S. 84) ausgeschlossen. Fest steht, dass Chamositooide bei der Diagenese mindestens so lange weich bleiben können wie die Grundmasse (vgl. RASTALL & HEMINGWAY 1939).

Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinem Kalzit. Sie enthält wenig detritischen Quarz in Korngrössen von $10\text{--}90\ \mu$ (Mittelwert $43\ \mu$). Glaukonit ist sehr selten. Eisensulfid kommt in mikrokristallinen Flocken von bis zu $0,5\ \text{mm}$ Durchmesser vor. Von den Fossilien sind Ostracodenschalen und Echinodermentrümmer, z. T. auch Seeigelstacheln häufig. Stellenweise enthält die Grundmasse bis mehrere cm grosse Schlieren, die zu etwa 90% aus Siderit bestehen. Dieser tritt als kurzstenglige bis linsenförmige Körner von $20\text{--}120\ \mu$ Durchmesser auf (vgl. GEBERT 1964, S. 40). Die Körner durchdringen sich zum Teil. In den Kornzwischenräumen sitzt eine farblose, mikrokristalline Masse mit geringer Doppelbrechung, die von Hämatoxylin wie der Chamosit gefärbt wird. Es sind vermutlich Tonminerale (vgl. S. 19). Glaukonit findet sich in einer Häufigkeit von etwa 2%, und in Korngrössen bis zu $300\ \mu$. Der detritische Quarz ist bis $130\ \mu$ gross und scharfkantig. Detritischer Feldspat ist wenig häufig.

2. TEIL: LITHOSTRATIGRAPHIE

A. Einleitung

1. Grundsätzliches zur stratigraphischen Nomenklatur

Das Hauptziel der Stratigraphie, der altersmässige Vergleich von Schichtfolgen über möglichst grosse Distanzen und damit die Aufstellung eines weltweiten chronologischen Schemas, ist im Laufe der Zeit auf verschiedene Weise angestrebt worden.

WERNER ging von der Annahme aus, dass gleichaltrige Sedimente überall ungefähr gleich aussehen, und korrelierte ausschliesslich nach lithologischen Kriterien. Fossilien (im heutigen Sinne) deutete er wie das einschliessende Gestein als chemische Niederschläge. Er erkannte aber, dass sie zur relativen Datierung von Schichtfolgen benützt werden können. Dass er trotzdem nicht sah, dass weltweite Korrelationen nach der Lithologie allein undurchführbar sind, erklärt A. GEIKIE (1905) damit, dass WERNER nur die weitere Umgebung der Bergakademie Freiberg aus eigener Anschauung kannte.

In den siebziger Jahren des 18. Jahrhunderts – zur gleichen Zeit wie WERNER – arbeiteten in Frankreich GUETTARD und MONNET unter zeitweiser Mithilfe des Chemikers LAVOISIER an einem geologischen Atlas von Frankreich, der 1780 publiziert worden ist. Sie verwendeten Fossilien zu Altersvergleichen und erkannten dank des grossen Arbeitsgebietes, dass Sedimente mit einem bestimmten Fossilinhalt nicht überall gleich ausgebildet sind.

WILLIAM SMITH hob als erster den Wert von Faunenvergesellschaftungen für die relative Altersbestimmung der Sedimente hervor und machte damit die Biostratigraphie zu einer allgemein anerkannten stratigraphischen Arbeitsmethode.

A. GRESSLY (1838) zeigte, dass zwischen der Lithologie und dem Fossilinhalt der Gesteine bestimmte Zusammenhänge bestehen und gründete auf dieser Erkenntnis seine Fazieslehre. Diese ermöglichte erhebliche Verfeinerungen der biostratigraphischen Methoden.

A. OPPEL bemühte sich um die Präzisierung des stratigraphischen Schemas von SMITH. Er gliederte das Jura-System von England, Frankreich und Süddeutschland litho- und biostratigraphisch, womit die Eignung der Paläontologie als Mittel der Korrelation über grosse Distanzen demonstriert wurde.

In der Folge entstand eine Tendenz, die lithostratigraphischen Profilaufnahmen zugunsten der paläontologischen Bestandaufnahme mehr oder weniger zu vernachlässigen (z. B. DE LORIOL).

Erst in neuerer Zeit wurde der Tatsache vermehrte Beachtung geschenkt, dass es lithologische Kriterien – wie gewisse Bankungsarten von Kalksteinen oder vulkanische Tuffhorizonte – gibt, die Korrelationen über grössere Distanzen mit einer Präzision zulassen, die die mit biostratigraphischen Methoden erzielbare Genauigkeit um ein Vielfaches übertrifft. Damit gewann die Lithostratigraphie erneut an Interesse, da es erst jetzt möglich wurde, die Lebensdauer einer bestimmten Fossilart über grössere Distanzen hinweg zu untersuchen. Heute ist vor allem dank der Arbeiten von B. ZIEGLER von vielen Ammonitenarten bekannt, dass ihre Lebenszeit über grössere Distanzen erheblich variiert (siehe H. HÖLDER & B. ZIEGLER 1959, Abb. 3 und 4, und B. ZIEGLER 1967, Abb. 16, und in vorliegender Arbeit Fig. 5). Daran hat schon OPPEL gedacht, da er in einem Brief an F. Rolle über den «*Ammonites cordatus*» sagt: «Sein Erscheinen kenne ich überall ganz genau, allein sein Aussterben variiert zum Teil aus lokalen Gründen» (G. P. R. MARTIN 1961, S. 153).

Seit A. OPPEL gilt als stratigraphische Grundeinheit schlechthin die Zone. OPPEL hat seine Zonen nicht als abstrakte Zeiteinheiten verstanden, wie dies SCHINDEWOLF eine Zeitlang getan hat. D'ORBIGNY, der erstmals von Zonen gesprochen hat, brauchte die Begriffe «zone» und «étage» teilweise sogar als Synonyme. OPPEL verstand unter Zone eine Schichtfolge mit einer bestimmten Fossil-Vergesellschaftung, die er nach einem einzigen Fossil benannte. Dies geht aus OPPEL (1858, S. 618) hervor: «Vorerst habe ich jedoch versucht, die Zone des *Amm. biarmatus* an den einzelnen Localitäten nach ihren paläontologischen und mineralogischen Characteren zu unterscheiden, und habe dies auch ausführbar gefunden.» An mehreren Stellen spricht er von der Mächtigkeit einer Zone. Am zweiten internationalen Geologenkongress in Bologna (1881) und auch an den folgenden wurde an dieser zugleich lithostratigraphischen und biostratigraphischen (zeitlich gemeinten!) Interpretation der Zone festgehalten.

Im französischen Sprachgebiet und teilweise auch in der Schweiz begann man, Stufennamen zur Benennung von lithostratigraphischen Einheiten heranzuziehen, woraus eine lang andauernde Begriffsverwirrung entstanden ist. Nur wenige, wie C. MOESCH und F. J. & L. WÜRTENBERGER im untersuchten

Gebiet sowie deutsche, österreichische und amerikanische Autoren, erachteten eine Trennung von lithostratigraphischen und zeitstratigraphischen Begriffen als notwendig und benannten die lithostratigraphischen Einheiten nach Typuslokalitäten.

Eine neue Entwicklung bahnte sich an, als SCHENK & MULLER (1941) vorschlugen, in Zukunft zwischen «lithogenetischen», zeit-stratigraphischen und Zeit-Einheiten zu unterscheiden. Im Jahr 1958 forderte TEICHERT, dass man von den zeit- oder chronostratigraphischen Einheiten die biostratigraphischen abtrenne. Gleichzeitig wies WHEELER (1958) darauf hin, dass wegen der Faziesabhängigkeit, mit der auch die besten Leitfossilien behaftet sind, die biostratigraphischen Einheiten ähnlich heterochrone Körper sind wie die lithostratigraphischen – auch dann, wenn man sie anstatt nach einer einzigen Fossilart nach einer Vergesellschaftung definiert, um die Fehlerquellen aus der Faziesabhängigkeit der einzelnen Formen zu verringern (siehe auch DUNBAR & RODGERS 1961, S. 284). Im gleichen Jahr wandte sich HEDBERG (1958) gegen die Meinung, dass die Biostratigraphie das einzige Mittel der Chronostratigraphie oder sogar mit dieser identisch sei (SCHINDEWOLF 1960, S. 1). Er empfahl die Verwendung von Leithorizonten jeglicher Art neben den biostratigraphischen Methoden, da es erwünscht ist, auch Sedimente altersmässig einzustufen, die die Leitfossilien der betreffenden Zeit nicht enthalten oder überhaupt steril sind. Unter einer chronostratigraphischen Einheit versteht HEDBERG alle Sedimente, die während einer gegebenen Zeit abgelagert worden sind. Er revidierte und vervollständigte das stratigraphische Nomenklaturschema von SCHENK & MULLER (1941).

Das neue Schema, der «Code of Stratigraphic Nomenclature» (American Commission of Stratigraphic Nomenclature, 1961), ist nicht nur theoretisch gut fundiert, sondern vor allem praktisch anwendbar. Es ist mit geringen Änderungen von der «International Subcommission on Stratigraphic Terminology» (1961) zur Anwendung empfohlen worden und soll in den nachstehenden Ausführungen befolgt werden.

2. Bemerkungen zu einigen Korrelationsmitteln

a) *Bankung*

Die meisten Autoren sehen die Bankung feinkörniger Kalke als primär und klimatisch bedingt an (W. KLÜPFEL 1916, W. BRÜCKNER 1951, A. CAROZZI 1954, B. ZIEGLER 1955). Andere, wie z. B. H. FLÜGEL & A. FENNINGER (1966, S. 268 f.), erklären sie als ein sekundäres Produkt der Diagenese. Im untersuchten Gebiet können lediglich die plattige Absonderung etwa der oberen Küssaburg-Schichten (82/102, vgl. Taf. XVI) oder die sog. Drucksuturen, vor allem in den dickbankigen Oberoxfordkalken des Kantons Aargau, als Produkte der Diagenese interpretiert werden. Für alle übrigen gebankten Gesteine der Oxford-Stufe im Aargau, Klettgau und Randen muss für die Bankung eine andere Ursache angenommen werden.

In einem Gebiet mit sehr schwacher synsedimentärer Tektonik, überall etwa gleicher, konstanter Tonzufuhr und stark über diese dominierender Kalkfällung wie dem Weissjura β der Schwäbischen und Fränkischen Alb kann man Bankfolgen über grosse Distanzen hinweg verfolgen, etwa vom Lochen-Gebiet bis zum Nördlinger Ries und selbst über dieses hinweg. Hier dürfen wohl Klimaschwankungen als Ursache der Bankung angenommen werden. SEIBOLD (1952) bemerkt, dass die Bankungs-Korrelation von der mittleren Württemberger Alb gegen den Schweizer Jura nicht mehr möglich sei. Um dies nachzuprüfen, wurden die Profile im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit Bank für Bank aufgenommen. Dabei zeigte sich, dass Kalk-Profile, die nicht mehr als 1 km auseinander liegen, mit wenigen Ausnahmen Bank für Bank verglichen werden können. Bei grösseren Abständen zwischen den Aufnahmepunkten wird die Methode unsicher. Da Bankungskorrelationen aber nur auf grössere Distanzen interessant sind, wurde in dieser Arbeit auf die Wiedergabe sämtlicher Bankungsprofile verzichtet.

Eine Ausnahme bilden die Birnenstorfer Schichten. Bei diesen kann innerhalb des Kantons Aargau jedes Profil auf die Bank genau mit den benachbarten Profilen korreliert werden. In der mächtigen Mergelfolge der Effinger Schichten können dagegen nicht einmal Kalkbankfolgen, die im Gelände als bis 10 m mächtige Steilstufen herauswittern, mit Sicherheit über grössere Distanzen durchverfolgt werden.

b) *Karbonatgehalt*

Zur Abklärung der kalzimetrischen Verhältnisse wurde ein Profil von feinkörnigen, gebankten Kalken am Villiger Geissberg, das die ganzen Geissberg-, Crenularis-, Wangener, Knollen- und Letzi-Schichten erfasst, titrimetrisch durchgemessen (vgl. Taf. XVII, Profil 62). Daraus ergab sich folgendes:

1. Zwischen Kalkbänken und «Mergel»-Lagen beträgt der Unterschied im Gesamt-Karbonatgehalt 1% (Bänke 44/45) bis höchstens 14% (Bänke 10/11/12). Dies bestätigt die Aussage SEIBOLDS (1952, S. 346), dass der Begriff «Mergellage» in einer kalkigen Bankfolge relativ aufzufassen ist.

2. Die Unterschiede im Karbonatgehalt von Bank zu Bank sind so gering, dass die Kalzimetrie als Hilfsmittel von Bankungskorrelationen wenig Aussicht auf Erfolg bietet.

3. Eine Unterscheidung der drei lithostratigraphischen Einheiten Geissberg-, Wangener und Letzi-Schichten nach dem durchschnittlichen Karbonatgehalt ist nicht möglich, da die Unterschiede zu gering sind.

4. In dieser Schichtfolge ist bei den Kalkbänken kein Zusammenhang zwischen Karbonatgehalt und Verwitterungsresistenz vorhanden. Die geringe Wetterfestigkeit der sehr reinen Kalkbänke 54–58 ist nicht durch die Anwesenheit von Ton bedingt, sondern durch eine erhöhte Porosität (siehe S. 62). Die Bank 62/57 enthält 99,1% Gesamtkarbonat und 0,28% MgO. Der Tongehalt wurde nicht bestimmt, muss aber unter 0,9% liegen, da im Dünnschliff geringe Mengen von detritischem Quarz gefunden worden sind. In einem polierten Anschliff wurde die Porosität abgeschätzt. Die Poren haben Durchmesser von 20 bis 270 μ und rundlichen bis ovalen Querschnitt. Das Volumen der groben Poren des Gesteins beträgt um 1%. Ein Dünnschliff, dessen Dicke an den dünnsten Stellen unter 1 μ beträgt, zeigte, dass keine feineren Poren als die im Anschliff gefundenen vorkommen. Dieses geringe Porenvolumen genügt aber wahrscheinlich bereits, um die Wetterfestigkeit des Gesteins herabzusetzen. Zu ihm gesellt sich noch die auf S. 41 beschriebene Porosität auf den Korngrenzflächen. Der Ton beginnt offenbar erst bei einem Gehalt von mehreren Prozenten auf die Verwitterungsresistenz von feinkörnigen Kalken einzuwirken.

c) *Detritischer Quarz*

Detritischer Quarz kann in der Oxford-Stufe östlich von Olten weder nach der Menge noch nach der Korngrösse zu detaillierten Korrelationen verwendet werden. In der oberen Oxford-Stufe des Delsberger Beckens, in den oberen Vorbourgekalken und den unteren Naticamergeln gibt es jedoch mehrere sandreiche Horizonte (siehe M. A. ZIEGLER 1962), die man in allen Profilen von der Chapelle de Vorbourg bis ins Gschlif oberhalb von Günsberg findet. In diesen konnte eine Abnahme der maximalen Quarzkorngrössen von der Vorbourg nach SE zum Gschlif festgestellt werden: Eine Probe 7,60 m ab Basis der Schicht 8 (untere Naticamergel) des Profils Chapelle de Vorbourg (M. A. ZIEGLER 1962, Taf. II/15) weist eine maximale Quarzkorngrösse von 210 μ auf. Die Körner sind nicht gerundet und teilweise langspaltig. Die Schicht 5/2 (vorliegende Arbeit, Gänsbrunnen) ergab eine maximale Quarzkorngrösse von 145 μ und die Schicht 14/179 (Gschlif) eine solche von 130 μ . Die Menge des Quarzes im Gestein ist wechselvoll, dagegen zeigt der Feldspatgehalt im Verhältnis zum Quarz von NW nach SE eine einfach abnehmende Tendenz wie die Quarzkorngrösse (vgl. S. 109). Eine Schwierigkeit liegt darin, dass es in einem bestimmten Profil vorläufig nicht möglich ist, die quarzreichen Lagen einzeln mit denen in benachbarten Profilen zu korrelieren.

d) *Schweremineralien*

Schweremineralanalysen wurden nur wenige durchgeführt, nicht weil von ihnen kein positives Resultat zu erwarten war, sondern weil für detaillierte Korrelationen nach Schweremineralien Analysen in einer Zahl notwendig sind, wie sie im Rahmen dieser Arbeit nicht ausgeführt werden konnten.

e) *Dolomit*

In der Schwamm/Ammonitenfazies des untersuchten Gebietes scheint Dolomit fast vollständig zu fehlen. Nur einige dünne sandige Lagen der Effinger Schichten sind teilweise stark dolomitisch, doch können diese untereinander nicht im Detail korreliert werden (S. 42).

In der oberen Oxford-Stufe westlich von Olten gibt es dagegen zwei bestimmte Horizonte, die häufig Dolomit und dann meistens auch Pseudomorphosen von Kalzit nach Dolomit enthalten. Diese Horizonte fallen mit der grünen Mumienbank und der Hauptmumienbank P. A. ZIEGLERS (1956) zusammen.

f) Glaukonit

Glaukonit kommt in den Effinger und Geissberg-Schichten in geringen Mengen mehr oder weniger diffus vor. Auch der Steinibach-Oolith enthält im Gebiet der äusseren Klus selten feinkörnigen Glaukonit. In der oberen Oxford-Stufe östlich von Olten ist das Mineral aber in dünnen Leithorizonten konzentriert, nämlich in den Crenularis-Schichten, der Knollen-Schicht und den obersten Letzi-Schichten. Die dazwischen liegenden Schichtglieder sind frei von Glaukonit. Der Glaukonit der Crenularis-Schichten lässt sich durch das Vorkommen in kleinen Kalkknöllchen – wohl Algenknollen – leicht von demjenigen der liegenden Geissberg-Schichten unterscheiden. Deshalb kann dieses Mineral in den genannten Horizonten von Olten an ostwärts über den Klettgau und Randen bis ins Lochengebiet hinein zur Charakterisierung dieser Leithorizonte verwendet werden. Das Auffinden des Glaukonits im Feld ist aber in vielen Fällen nicht leicht, da er stets feinkörnig und oft selten ist. Korngrössen von 40–80 μ sind normal. In der Knollen-Schicht des Kantons Aargau ist er stellenweise so selten, dass man an einer Handstück-Bruchfläche von etwa 5 $\times$ 10 cm mit einer Lupe mit 10facher Vergrösserung nicht mehr als 3 bis 4 Körner findet. Der häufige begleitende feine Fossildetritus, Kieselschwämme und korrodierte Schichtflächen erleichtern in diesen Fällen das Suchen.

Westlich von Olten tritt Glaukonit in der oberen Oxford-Stufe in einem Niveau auf, das etwa der grünen Mumienbank P. A. ZIEGLERS (1956) entspricht und mit den oben erwähnten quarzsandreichen Schichten zusammenfällt. Auch in der Hauptmumienbank tritt Glaukonit an fast allen Lokalitäten auf, aber stets in sehr geringen Mengen und Korngrössen. Die für Korrelationen wichtige Frage, ob Glaukonit authigen oder detritisch ist, kann nur in der oberen Oxford-Stufe östlich von Olten mit Sicherheit entschieden werden. Er ist dort authigen. Westlich von Olten sind die Korngrössen stets klein, und gefurchte Körner fehlen.

Die Tatsache, dass Glaukonit in den Leithorizonten westlich von Olten in sandigen Gesteinen mit Sekundärzement häufiger ist als in Gesteinen mit einer primären Kalkschlamm-Grundmasse, könnte mit der unterschiedlichen Permeabilität dieser Sedimente während der frühen Diagenese zusammenhängen, was auf vorwiegend authigene Herkunft des Minerals hinweist. Die Gleichzeitigkeit der Glaukonithorizonte kann östlich von Olten mit Ammoniten nachgeprüft werden. Westlich von Olten ergab sich bis jetzt erst ein biostratigraphischer Fixpunkt: Ein Fund von *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) cf. *tiziani* in der Klus von Court (S.99).

g) Sedimentationszyklen

Sowohl westlich als auch östlich von Olten kann die Oxford-Stufe in Sedimentationszyklen gegliedert werden. Die Frage, ob die Zyklen östlich von Olten tektonisch oder klimatisch bedingt seien, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Westlich von Olten sind sie in der oberen Oxford-Stufe sicher tektonisch bedingt. Innerhalb von beiden Faziesräumen können diese Zyklen zur Korrelation verwendet werden, doch darf man anhand von ihnen nicht von einem Faziesraum zum andern korrelieren. Selbst wenn es erwiesen wäre, dass die Zyklen in beiden Faziesräumen tektonisch bedingt sind, wäre eine Korrelation nicht zulässig, da beispielsweise eine gleichmässige Absenkung des Untergrundes im ganzen Gebiet um 5 m in einer weitausgedehnten, wattenähnlichen Gezeiteebene mit Kalkschlamm- und Mumienbildung einen unvermittelten Übergang zur Bildung von Oolith oder Bahamit verursachen könnte, während dieselbe Absenkung in einem benachbarten Becken mit Kalkschlamm-Sedimentation in etwa 100 m Wassertiefe kaum einen Wechsel in den Sedimentationsbedingungen herbeizuführen vermöchte.

h) Fossilien

Während für weltweite Korrelationen die Fossilien das einzige Mittel sind, tritt ihre Bedeutung im regionalen und lokalen Bereich in der Feldgeologie gegenüber anderen Korrelationsmitteln zurück.

Fossilien mit Leitwert findet man in der unteren Malm-Serie bei den Foraminiferen, Ostracoden und Ammoniten. Ihr Korrelationswert wird aber durch die Faziesabhängigkeit eingeschränkt. Dies gilt für alle drei erwähnten Fossilgruppen, wobei ein Vergleich der mittleren Lebensdauer einer Art zeigt, dass die meisten Ammonitenarten kurzlebiger sind als die Arten der übrigen Makro- und Mikroorganismen. Für chronostratigraphische Überlegungen werden deshalb in dieser Arbeit neben den Leithorizonten nur die Ammoniten in Betracht gezogen.

3. Gliederung des Untersuchungsgebietes und der Schichtfolgen

Für die folgende Besprechung der lithostratigraphischen Einheiten wurde das Untersuchungsgebiet entsprechend der Fazies der oberen Oxford-Stufe dreigeteilt. Von Ost nach West werden unterschieden:

- a) Der Streifen von Möhringen (bei Tuttlingen an der Donau) über den Randen und Klettgau bis an den Rhein in der Nähe von Zurzach (Kt. Aargau).
- b) Der Aargauer Tafel- und Kettenjura: vom Ostende der Lägern bis Gösgen östlich von Olten.
- c) Der Kettenjura westlich von Olten: Weissensteinkette bis zur Hasenmatt, Farisbergkette bis Gänsbrunnen, Passwangkette im Gebiet Genneten–Wasserfallen.

Ein Korrelationsschema findet sich in Tab.9, S.104. In diesem sind die drei neuen Namen *Wildegger Formation* (Definition S.64), *Villiger Formation* (Definition S.68) und *Balsthaler Formation* (Definition S.83) enthalten.

Die Formationsnamen mussten eingeführt werden, um die alten, nicht mehr gültigen Stufennamen Argovien/Rauracien und Séquanien zu ersetzen, die bisher vor allem als lithostratigraphische Begriffe verwendet worden waren. Wildegger Formation ersetzt den Namen Argovien, der von den Schweizer Autoren schon lange im lithostratigraphischen Sinne verwendet worden ist. Villiger Formation und Balsthaler Formation entsprechen dem alten Formationsnamen Séquanien der Schweizer Autoren.

B. Gebiet Donau – Randen – Klettgau

I. Profile

1. Profil 87, Eichberg (vgl. Taf. XVI)

Das Profil befindet sich am Westhang des Eichbergs bei Blumberg (Koord. 680.230/300.430) und setzt am Fusse einer Steilstufe ein, die mit den *Macrocephalus*-Schichten beginnt und mit der ersten kalkigen Bankfolge der Effinger Schichten (S.66) abschliesst. Darüber liegt ein fächerförmiger Anriss, der nördlichste in den Effinger Schichten am Westabhang des Eichbergs.

Die Oxford-Stufe beginnt in einem engen, mehrere Meter tiefen Couloir auf 760 m ü. M., mit einer 1,20 m mächtigen Schicht (22) von dunkelgrauem Tonmergel, der leicht quarzsandig ist und neben Glaukonit wenig Biotit und etwas Muskowit führt. Die untersten 10 cm enthalten Eisenooide, während die obersten 10 cm viel Glaukonit führen. Bei Schicht 23 handelt es sich um einen grauen Mergel, dessen Kalkgehalt von unten nach oben zunimmt. Er ist glaukonitreich und enthält oben bis zu 10 cm breite, fladenförmige oder unregelmässig geformte Knollen aus glaukonitischem Kalk, der von der hangenden Schicht 24 nicht unterschieden werden kann. Die Ober- und Unterflächen der 10–15 cm mächtigen Bank sind durch Korrosion stark uneben. Die Grundmasse ist grünlichgrau und besteht aus mikrokristallinem Kalzit. Darin liegen zahlreiche, etwas dunkler gefärbte Schwammlappen und Tuberoide nebst Belemniten und Ammoniten. Die Ammoniten sind mit einer sehr dünnen, salatgrünen Glaukonitschicht überzogen.

Die Grundmasse enthält etwa 0,5% Glaukonit in Korngrößen von bis zu 120 μ (Taf. IV, Abb. 15). Darüber folgen 3 Mergelkalkbänke mit Mergel-Zwischenlagen (26–29).

Über einer schuttbedeckten Mergelschicht liegt eine Folge von Kalk- bis Kalkmergelbänken mit Mergelzwischenlagen (38–53), die eine Steilstufe bildet. Sie beginnt mit einer 0,55 m mächtigen, hellbräunlichgrauen, mikrokristallinen Kalkbank (38), die dicht mit Fucoiden von 1–1,5 mm Durchmesser durchzogen ist. Die zweite kalkige Bankfolge (71–87) enthält zwei glaukonitreiche Lagen (75 und 76), von denen 75 sehr reich an Kleinforminiferen, v. a. Textulariiden, ist. Die Mergelkalkbänke 99, 101 und 103 enthalten bis 1 cm mächtige, feingeschichtete Lagen. Diese bestehen aus einer Wechsellagerung von Laminæ mit bis zu 60 μ grossen Bahamiden und bis zu 10% detritischem, kantigem Quarz von etwa 30 μ mittlerer Korngrösse. Die Laminæ sind bis zu 650 μ mächtig. Zwischen ihnen liegt homogener Mikrit, der auch den nicht feingeschichteten Teil der Bänke bildet. Eine Gradierung der Laminæ konnte nur in der feingeschichteten untersten Lage der Bank 99 festgestellt werden (DS 83/99). Dieser Horizont ist teilweise durch synsedimentäre Gleitungen gefaltet, wobei die Falten noch leicht verschert sein können. Es kommen auch Streckungserscheinungen vor: eine Gruppe von Laminæ kann durch Dehnung stark ausdünnen oder ganz auseinanderreißen, wobei das Liegende und Hangende mit Ausbuchtungen nachdringt. Die mergeligen Schichten 108 und 110 enthalten zahlreiche, wenige Zentimeter mächtige Lagen mit detritischem Quarz. Zwischen ihnen liegt ein sandiger, schwach kalkiger Dolomit (109) mit Schrägschichtung (siehe S. 42 f.).

2,90 m über der Basis der Schicht 108 liegt ein rund 3 cm mächtiges Bänklein aus hellblauem Coelestin (vgl. F. SCHALCH 1893, S. 641). Es ist durch eine schichtparallele Suture zweigeteilt. Diese ist konkordant mit der Schichtunterfläche gewellt. Die beiden Lagen des Bänkleins bestehen aus stengligen, nach *b* gestreckten Kristallen, die senkrecht zur Schichtung stehen und von der Unter- bis zur Oberfläche der Lagen reichen. An der Schichtoberfläche wurde ein leicht flachgedrückter Frassgang von 5 mm Durchmesser gefunden, der schräg nach unten in das Bänklein eindringt. Er ist zu Coelestin umgewandelt. Das Bänklein enthält stellenweise in unregelmässig verteilten Nestern Reste des einschliessenden Mergels. Dies und der Frassgang, der nur vor der Ersetzung durch Coelestin verdrückt worden sein kann, zeigen, dass der Coelestin wahrscheinlich metasomatisch und unter leichter Sedimentüberdeckung entstanden ist. Auf eine frühe Bildungszeit deutet die konkordante Lage des Bänkleins im Schichtverband. Dieses kann seitlich nur wenige Meter weit verfolgt werden, dann keilt es aus.

Die über den Effinger Schichten liegenden Hornbuck-Schichten (S. 56) sind am südlichen oberen Rand des Anrisses, 1,5 m über dem oberen Ende des Profils, aufgeschlossen, aber offensichtlich versackt. Da aber Blöcke von ihnen dem ganzen Westabhang des Eichberges entlang immer auf derselben Höhe liegen, darf angenommen werden, dass die Versackung der obersten Blöcke nur geringfügig ist und demnach von den obersten Effinger Schichten in diesem Profil nur wenige Meter nicht aufgeschlossen sind.

2. Profil 76, Hornbuck (vgl. Fig. 2)

An einem Weganschnitt am Nordabhang des Hornbuck bei Riedern am Sand (Koord. 675.650/276.100), auf etwa 490 m ü. M., ist eine rund 10 m mächtige Folge von Kalkbänken und Mergellagen aufgeschlossen. Die schwammfreien Kalkbänke sind 0,20 bis 0,90 m dick, haben ebene Schichtflächen und sind durch 0,05 bis 0,50 m mächtige Mergellagen getrennt. Zahlreiche mikrokristalline Kalkbänke sind auf kleinen, isolierten Flächen als Schwammkalke entwickelt. Diese Areale mit Schwammwachstum verschieben sich in mehreren übereinanderfolgenden Bänken nicht. Da die ebenfalls mikrokristallinen Schwammkalke eine höhere Wetterfestigkeit haben als die schwammfreien, wittern sie als «Stotzen» heraus. Der Unterschied in der Wetterfestigkeit ist zumindest teilweise durch einen Unterschied in der Porosität bedingt: die Grundmasse der Schwammkalke ist weniger porös als die der schwammfreien Kalke, während die Schwammlappen und «Krusten» offenbar fast porenfrei sind. Dies kann festgestellt werden, indem man frische Bruchflächen von trockenen Proben anhaucht. Schwammfreier Kalk saugt das Kondenswasser sofort auf, während dieses auf den Schwammlappen nur langsam, v. a. durch Verdampfen in die Luft abtrocknet. Ebenfalls als Folge der verschiedenen Porositäten sind die hell-gelblich-

grauen, schwammfreien Kalke heller gefärbt als die schwammführenden. Die Schwammlappen und Krusten haben eine hellgraurötliche Purpurfarbe (5 RP 4/2). Eine Besonderheit der Schwammkalke ist die Erhaltungsart der Fossilien. Ammoniten-, Brachiopoden- und Muschelschalen sind meist als Hohlräume erhalten, auf deren Oberfläche Limonitstaub sitzt. Zuweilen ist noch etwas sekundärer Kalzit vorhanden, der die Hohlräume teilweise ausfüllt. Die Fauna ist in den Schwammkalken und ihren mergeligen Zwischenlagen stark angereichert. Man fragt sich, ob es sich bei den Schwammkalken um Bioherme handelt. Man erkennt in Fig. 2 deutlich, dass sich die Oberfläche der Bank 5 dort, wo sie Schwämme

Profil 76: Hornbuck, Koord. 675'650/276'100

Aufnahme 1963

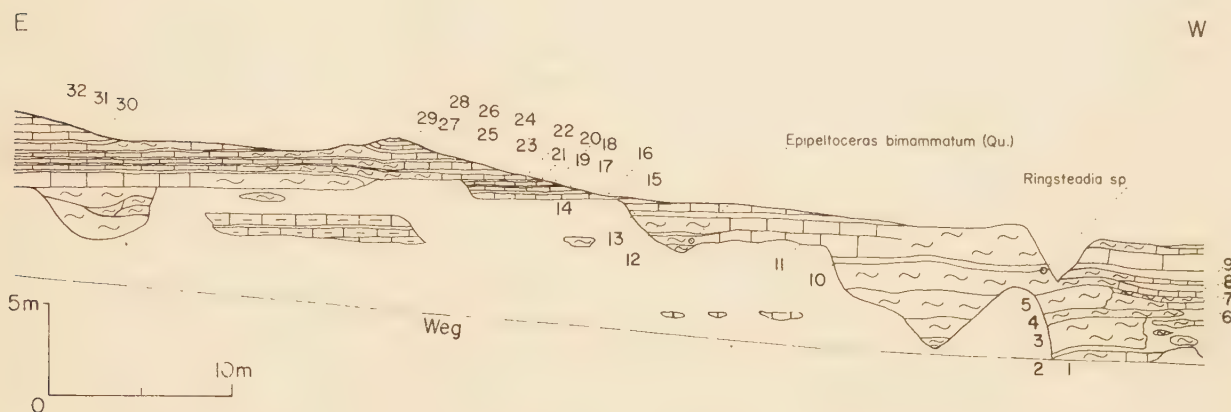


Fig. 2: Aufschluss in den Hornbuck-Schichten am Nordabhang des Hornbuck bei Griessen (Baden).

Schichtnummern vgl. Text; Legende für Lithologie vgl. Taf. XIX.

enthält, flach kuppelförmig über die Umgebung erhebt. Dabei ist es ohne Bedeutung, ob die Schwämme und Krusten ein festes Gerüst gebildet haben. Ihre geringe Verteilungsdichte spricht dagegen. Der dazwischen eingelagerte Kalkschlamm ist offenbar nur langsam erhärtet und deshalb wie die benachbarten, schwammfreien Kalkbänke der Kompaktion unterworfen gewesen. Dies beweist ein plastisch um etwa $\frac{1}{3}$ seitlich komprimierter *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*) sp. aus der Mitte der Bank 20. Auch dies ist für die Klassierung als Bioherm ohne Bedeutung. Man hat also Schwammrassen vor sich, die während langer Zeit am selben Ort gewachsen sind und teilweise flache, biohermartige Kuppeln gebildet haben. Die Schwammkalke wittern am Nordabhang des Hornbuck als deutliche, diskontinuierliche Steilstufe heraus.

3. Profil 77, Bachtobel (vgl. Taf. XVI)

Das Profil im Bachtobel südöstlich von Weisweil (Koord. 677.430/276.860) beginnt in einem kleinen Steinbruch am Ausgang des untersten linken Seitentälchens des Bachtobels. Der kleine Steinbruch liegt auf der rechten Seite des Tälchens. An seiner Basis, auf etwa 475 m ü. M., ist eine Bank eines hellbräunlichgrauen, mikrokristallinen Kalkes mit rötlichbraunen Schwämmen und der oben beschriebenen Erhaltung der Fossilien aufgeschlossen. Im Bachbett und – nach einem Profilunterbruch – in einem kleinen Steinbruch auf der linken Seite des Tälchens (Koord. 677.400/276.800) findet man die Schichten 2–30: Eine Folge von 10–50 cm, ausnahmsweise bis 80 cm mächtigen, mikrokristallinen Kalkbänken, z. T. mit mergeligen Zwischenlagen. Die Gesteinsfarbe ist frisch hell-bläulichgrau. Die Kalkbänke sind meist porös und zerfallen leicht in scharfkantige Splitter mit flachmuscheligen, ziemlich glatten Bruchflächen.

Das Profil setzt sich kurz vor der Verzweigung des Tälchens (Koord. 677.420/276.630) fort und folgt dem westlichen Seitenast. Die Schichten 38–40 sind gebankte Mergelkalke mit welligen, knotigen

Schichtflächen. In der Gabelung des Tälchens steht Schicht 41 an, eine 1 m mächtige, bucklig-knollig anwitternde Kalkbank, die neben Echinodermentrümmern zahlreiche Fucoiden von 5–10 mm Durchmesser enthält. Deren Füllung ist poröser als die Grundmasse und führt wenig feinkörnigen Glaukonit, während die Grundmasse, die zu etwa 40% aus Kotpillen besteht (DS 77/41), keinen Glaukonit enthält. In Bank 44 ist der Glaukonit in den obersten 20 cm in Nestern konzentriert (vgl. Bank 78/11). Die Bank 45 führt wenig sehr feinkörnigen Glaukonit.

Die darüber liegenden Kalke unterscheiden sich von den Schichten 2–34 vor allem durch die etwas grössere Verwitterungsresistenz der Kalkbänke und die weniger zahlreichen Mergellagen. Erwähnenswert ist die Bank 61, die bis mehrere Zentimeter grosse Pyritknollen enthält.

4. Profil 78, Mülitobel (vgl. Taf. XVI)

Das Profil Mülitobel bei Osterfingen beginnt beim Grenzstein 190 auf 510 m ü. M. (Koord. 679.125/277.450). Die Schichten 1–89 sind in einem kleinen Seitentobel auf der linken (westlichen) Talflanke aufgeschlossen, das beim Grenzstein 190 einmündet. Die Grenze zwischen den Wangental- und Schwarzbach-Schichten (vgl. Tab. 9, S. 104) ist in einem Seitentobel aufgeschlossen, das beim Grenzstein 189 von der rechten Talflanke her einmündet, d. h. auf etwa 530 m ü. M. unterhalb des Grenzsteins 188 (Koord. 679.250/277.370).

Das Profil beginnt mit mergeligen, in wellige Platten zerfallenden Kalken. Die Schicht 4 ist gleich entwickelt wie Schicht 77/40. Die Schichten 78/1–4 entsprechen der Schicht *d* im Profil 5 von F.J. & L. WÜRTEMBERGER (1866, S. 17). Die Bank 7 gleicht in Mächtigkeit und Ausbildung genau der Bank 77/41 und Bank 11 der Bank 77/44. Die Schichten 14–89 bestehen aus einer Folge von mikrokristallinen Kalkbänken. Diese haben vorwiegend ebene Schichtflächen, sind 10–80 cm mächtig und weisen eine hellbräunlichgraue Färbung auf. Ein Teil der Bänke ist porös, während die Mehrzahl ziemlich dicht und wetterbeständig ist. Einige gleichen den Letzi-Schichten des Kantons Aargau. Mergellagen sind fast über das ganze Profil verteilt. In den Bankfolgen 29–46 und 61–70 liegen die Kalkbänke in direktem Kontakt übereinander.

Ein Vergleich mit den Schichten 77/46–64 (Distanz knapp 2 km) zeigt, dass weder die Kalkbänke noch die Mergellagen im Detail korreliert werden können. Immerhin kann von der Kalkbank 77/61, die mehrere Zentimeter grosse Pyritknollen führt, im Profil 78 eine Fortsetzung gefunden werden: die Bank 66 ist ein mikrokristalliner Kalk mit etwa 5% Kotpillen und 10% feinem Fossildetritus, vor allem von Schwammskeletten und Echinodermen. Die Echinodermentrümmern sind teilweise stark pyritisiert. Feine Eisensulfidflocken kommen auch in der Grundmasse vor. Sehr selten tritt feinkörniger Glaukonit auf.

Die Schichten 90–98 bestehen aus einer Wechsellagerung von Mergellagen und Kalk- bis Mergelkalkbänken, von denen die obersten drei wenig feinkörnigen Glaukonit und Crinoidentrümmer führen. Schicht 99 ist eine markante, 80 cm mächtige, mikrokristalline Kalkbank von hellgrauer Farbe, die von F.J. & L. WÜRTEMBERGER (1866, S. 17) von dieser Lokalität als «Platynotusbank» beschrieben worden ist.

II. Lithostratigraphische Einheiten

1. Tiefste Schichten der Oxford-Stufe

Diese sind am Eichberg bei Blumberg aufgeschlossen (S. 51) und wurden in der Erzgrube am Stoberg bei Blumberg (Profil 88), im Randen oberhalb von Siblingen an zwei Stellen (Profile 80¹ und 82)

¹ An der Grabungsstelle von Profil 80 hat vor ungefähr 10 Jahren Prof. Dr. K. Sauer (Freiburg i. Br.) in Zusammenarbeit mit dem Zoologischen Museum der Universität Zürich (Prof. Dr. E. Kuhn-Schwyder) eine Grabung zwecks Sammlung von paläontologischem Material durchgeführt. Die Untersuchungsergebnisse stehen noch aus.

und am Langranden (Profil 81) durch Grabungen freigelegt. Von da an nach SW treten sie im Klettgau nirgends zutage. Der nächste Aufschluss befindet sich im Berchenwald bei Dangstetten nordöstlich von Zurzach. Dort sind die fraglichen Schichten gleich ausgebildet wie im Aargau, weshalb sie im Abschnitt über den Aargau besprochen werden (S. 63).

In der Erzgrube am Stoberg bei Blumberg sind die tiefsten Schichten der Oxford-Stufe 2,70 m mächtig. Es sind dunkelgraue Tonmergel mit Quarzsand, Glimmer und Glaukonit, wobei letzterer in den obersten 20 cm angereichert ist. ZEISS (1955) nennt sie Glaukonitsandmergel. Am Westabhang des Eichberg (Profil 87) sind diese noch 1,50 m mächtig. Die untersten 10 cm enthalten Eisenooide, die wahrscheinlich aus dem liegenden eisenoolithischen Kalk des Callovian aufgearbeitet sind. Die obersten 10 cm sind glaukonitreich (vgl. Taf. XVI).

An allen drei aufgedugenen Stellen im Randen ist die Schicht ein 10 cm mächtiger, dunkelgrauer Tonmergel mit bis zu 30% Glaukonit (vgl. S. 18). Darin sind Belemniten häufig, neben sehr stark korrodierten Ammonitensteinkernen aus Mergelkalk bis Mergel. Das Gestein enthält keine Mikrofossilien. Neben dem Glaukonit findet man im Schlämmrückstand kantigen Quarzsand (bis 150 μ Durchmesser), Muskowit und Biotit (oft gebleicht und angelaufen), Limonitklümpchen von derselben Form und Grösse wie der Glaukonit, Trümmer von Makrofossilien und unregelmässig geformte Aggregate von mikrokristallinem Kalzit. Diese haben bis 500 μ Durchmesser und sind vermutlich Konkretionen. Der Glaukonit zeigt alle Übergänge von hellgrüner zu dunkelgrüner Farbe. Die dunkelgrünen Körner haben eine grössere magnetische Suszeptibilität und ein höheres spezifisches Gewicht als die hellgrünen. Die hellgrünen Körner erreichen maximale Korngrössen von 250 μ , während die dunkelgrünen bis 450 μ gross werden. Die Kornform ist nierenförmig mit Einschnürungen; die frischen Kornoberflächen glänzen, während oberflächlich oxydierte Körner matt sind. Der Glaukonit ist somit authigen. Ein Konzentrat der schwersten Glaukonitfraktion ergab im Diffraktometer einen monomineralischen Glaukonit mit schlecht geordnetem Gitter (Klassifikation von BURST 1958b). Die flammenphotometrisch bestimmten Kaliumgehalte schwanken zwischen 5,5 und 5,6%.

Die Schichtoberfläche des Tons wird stets durch eine mehrere Millimeter mächtige Oxydationsschicht markiert (80/5, vgl. Taf. XVI). Die oberflächliche Limonitisierung eines Teils der Glaukonitkörner ist also nicht der Verwitterung, sondern der Diagenese zuzuschreiben.

Alter und Korrelation der Schicht: vgl. Tab. 9, S. 104.

2. Wildegger Formation¹

a) Effinger Schichten

F.J. & L. WÜRTHENBERGER (1866) nannten eine Schichtfolge von hellgrauen, sehr feinkörnigen Mergeln mit Einlagerungen von Mergelkalkbänken Heidenloch-Schichten. Diese liegen über den schwammführenden «Schichten des *Ammonites Oegir*» und werden von den ebenfalls schwammführenden Hornbuck-Schichten überlagert. Unter «Schichten des *Ammonites Oegir*» verstanden diese Autoren eine «gegen 30 Fuss mächtige Abtheilung hellaschgrauer, thoniger, 6–15 Zoll dicker Steinmergelbänke». Da sich diese Schichten – abgesehen vom «Mumienschichtle» (ZEISS 1955) und der darüberliegenden Glaukonitbank (Schichten 87/23–24) – lithologisch von den Heidenloch-Schichten kaum unterscheiden, sollten sie mit letzteren vereinigt werden. Die Heidenloch-Schichten lassen sich ihrerseits nicht von den Effinger Schichten des Kantons Aargau unterscheiden. Da die Bezeichnung «Effingerschichten» von C. MOESCH schon 1857 eingeführt worden ist, wird vorgeschlagen, im Profil 87 am Westabhang des Eichbergs (Taf. XVI) die Schichten 23–114 Effinger Schichten zu nennen (Definition S. 66). Der Kontakt zu den hangenden Hornbuck-Schichten ist in diesem Profil nicht aufgeschlossen. Der unter Schutt liegende oberste Teil der Effinger Schichten ist weniger als 5 m mächtig.

Die Effinger Schichten bestehen zur Hauptsache aus einem blaugrauen, feinkörnigen Mergel, der im Gegensatz zum Ton der unteren Oxford-Stufe keinen mit der Lupe erkennbaren Glimmer ent-

¹ Definition vgl. S. 64.

hält und dem zahlreiche mikrokristalline Mergelkalk- und Kalkbänke eingelagert sind. Bei gedrängtem Auftreten machen sich diese im Gelände als undeutliche Steilstufen bemerkbar (Profil 87, Taf. XVI). Kennzeichnend ist die Seltenheit von Fossilien von oberhalb der Glaukonitbank (87/24) bis zu den Hornbuck-Schichten hinauf. Die Abgrenzung nach unten ist im oberen Klettgau und im Randen anhand des «Mumienschichtle» (87/23) möglich. Die Grenze gegen die Hornbuck-Schichten kann im gleichen Gebiet mit dem Auftreten der ersten Schwämme gezogen werden. Im Donautal bei Möhringen (Profil 92) kommen Mergelkalkbänke mit Schwämmen schon im oberen Teil der Effinger Schichten vor. Hier muss die Grenze gegen die Hornbuck-Schichten an der Basis der Bank gezogen werden, wo das Schwammwachstum auf gewissen Arealen über mehrere Bänke hinweg am selben Ort zu bleiben beginnt, d.h. an der Basis der «Schwammstotzen» der Hornbuck-Schichten.

Die so gefassten Effinger Schichten lassen sich nach NE bis ans Lochengebiet und nach SW bis in den Brunnenlochgraben südlich von Geisslingen (unterer Klettgau, Baden) verfolgen.

Alter und Korrelation der Schicht: vgl. Tab. 9, S. 104.

3. Villiger Formation¹

a) *Hornbuck-Schichten*

Als Hornbuck-Schichten bezeichneten F.J. & L. WÜRTEMBERGER eine rund 10 m mächtige Folge von mergeligen Kalken mit Schwämmen und einer reichen Begleitfauna, die sie vom Osthang des Birnberges (1 km südlich von Griessen, unterer Klettgau, Baden) bis in den Randen als konstante lithostratigraphische Einheit verfolgen konnten. Der Name bezieht sich auf den Hornbuck, einen Bergsporn nördlich von Riedern am Sand (unterer Klettgau, Baden). Bei den neuen Feldaufnahmen konnte bestätigt werden, dass die Schichten im genannten Gebiet an jedem Aufschluss im entsprechenden Niveau vorkommen. Der lithologische Charakter der Schicht (vgl. Fig. 2) und die Mächtigkeit von rund 10 m sind tatsächlich sehr konstant.

Es konnte im untersuchten Gebiet kein Aufschluss gefunden werden, in dem sowohl die Ober- als auch die Untergrenze der Hornbuck-Schichten gut aufgeschlossen wären. Ein vollständiges Profil findet sich gegenwärtig am Ortenberg, in einem Steinbruch östlich von Deilingen (11 km süd-südwestlich von Balingen, Württemberg). Gute Aufschlüsse sind selten und finden sich im Untersuchungsgebiet nur am Nordhang des Hornbuck (Profil 76, Fig. 2), im Churz Tal nördlich von Siblingen, Kt. Schaffhausen (Taf. XVI, Profil 82) und östlich von Möhringen an der Donau (Profil 92). Der beste Aufschluss ist derjenige vom Churz Tal. Hier findet man neben Schwammrasen auch gut ausgebildete kleine Schwamm-bioherme. Ein grosser Aufschluss in den Hornbuck-Schichten ist nach Abschluss meiner Feldarbeiten beim Strassenbau im Merishusertal, 3,5 km nördlich von Schaffhausen (Koord. 689.030/287.400), geschaffen worden. Die Hornbuck-Schichten bestehen dort ausschliesslich aus bis 1 m mächtigen Kalkbänken, deren Lithologie mit der auf S. 52 f. beschriebenen übereinstimmt. Die Bänke bilden eine etwa 100 m breite Kuppel, die sich zu Ende des Schwammwachstums mehrere Meter über die Umgebung erhoben haben muss (vgl. Profil 70, Taf. XVII). Dies ist aber ein Ausnahmefall.

Es wird vorgeschlagen, die schwammführenden Schichten zwischen den Effinger Schichten (unten) und den Küssaburg-Schichten (oben) mit F.J. & L. WÜRTEMBERGER Hornbuck-Schichten zu nennen. Als Typusprofil eignet sich das auf S. 52 f. beschriebene Profil 76 am Nordhang des Hornbuck am besten (vgl. Fig. 2), obschon die Basis der Einheit dort nicht aufgeschlossen ist. Die Obergrenze wird oberhalb der obersten schwammführenden Bank (28) gezogen, was sich im ganzen Verbreitungsgebiet gut durchführen lässt, da die hangenden Küssaburg-Schichten, abgesehen von der Knollen-Schicht, niemals Schwämme enthalten. Die oberen Effinger Schichten können Schwämme führen (vgl. oben), diese bilden aber nördlich des Rheins niemals Bioherme.

Im Aufschluss können die Hornbuck-Schichten von der schwammführenden Glaukonitbank an der Basis der Effinger Schichten vor allem nach der grösseren Mächtigkeit unterschieden werden, aber auch nach der rötlichen Farbe der Schwämme und Krusten und nach der auf S. 53 beschriebenen Erhaltung

¹ Definition vgl. S. 68.

der Fossilien. Die letzten beiden Merkmale erlauben auch eine Unterscheidung von den schwammführenden Mergelkalken der unteren Schwarzbach-Schichten. SCHALCH nannte die Hornbuck-Schichten auf seinen Karten «Lochen-Schichten». Dies ist abzulehnen, weil die am Lochengründe aufgeschlossenen schwammführenden Mergel eine ganz andere Lithologie zeigen und zudem älter sind. Die Hornbuck-Schichten lassen sich vom Birnberg südlich von Griessen über den Klettgau–Randen–oberes Donautal (Möhringen südwestlich von Tuttlingen)–Klippeneck (östlich von Denkingen, Württemberg)–Ortenberg (Steinbruch an dessen SW-Hang, östlich von Deilingen) bis ans Lochengebiet verfolgen. Im Klettgau und Randen sind sie frei von Glaukonit. Von Möhringen nach NE bis ins Lochengebiet führen die Hornbuck-Schichten im oberen Teil wenig sehr feinkörnigen Glaukonit.

Die altersmässige Einstufung und Korrelation der Hornbuck-Schichten ist auf Tab.9 (S. 104) und auf Taf. XIX dargestellt.

b) Küssaburg-Schichten

Die Bezeichnung Küssaburg-Schichten wurde von F. J. & L. WÜRTEMBERGER für einen Schichtkomplex eingeführt, der unter der Küssaburg schlecht aufgeschlossen ist. Aus ihren Beschreibungen der Profile im Bachtobel südöstlich von Weisweil und im Mülitobel südlich von Osterfingen (WÜRTEMBERGER, S. 32) geht hervor, dass sie darunter die gut gebankten Kalke zwischen den Hornbuck-Schichten unten und den Mergelkalken oben verstanden, die zu Platten mit rauher, knotiger Oberfläche zerfallen (Schichten 77/35–40 und Schichten 78/1–4). Ein durchgehendes Profil durch die Küssaburg-Schichten ist im ganzen untersuchten Gebiet nicht vorhanden. Ein solches findet sich erst am Ortenberg bei Deilingen (vgl. S. 56). Das vollständigste der untersuchten Profile befindet sich im Bachtobel südöstlich von Weisweil (Profil 77, Taf. XVI), wo die Grenzen gegen die liegenden Hornbuck-Schichten und die hangenden Wangental-Schichten aufgeschlossen sind. Es wird deshalb vorgeschlagen, die Schichten 77/2–45 Küssaburg-Schichten zu nennen. Die Schichten 35–45 werden im Gegensatz zu F. J. & L. WÜRTEMBERGER (1866, S. 32) zu den Küssaburg-Schichten gestellt, da diese Autoren an der Küssaburg den Schwamm-biohermkalk, der den Schichten 77/41–45 entspricht, in die Küssaburg-Schichten stellten (WÜRTEMBERGER, S. 30) und die so gefassten Küssaburg-Schichten das genaue Äquivalent der Wangener Schichten C. MOESCHS darstellen. Die Schichten 77/41–45 sind die Knollen-Schicht, ein Leithorizont erster Ordnung, der sich von Schönenwerd östlich von Olten durch den Aargau, Klettgau, Randen und das obere Donautal lückenlos über 120 km Distanz bis ans Lochengebiet bei Balingen (Württemberg) verfolgen lässt (S. 72).

Für eine Typuslokalität sind die Aufschlussverhältnisse im Weisweiler Bachtobel zu ungünstig, um so mehr, als das Profil aus drei Teilstücken zusammengesetzt werden musste.

Die Küssaburg-Schichten unterscheiden sich von den ähnlichen Wangental-Schichten erstens durch die etwas geringere Wetterfestigkeit und zweitens durch die geringere Fossilführung. Die Küssaburg-Schichten enthalten zahlreichere und mächtigere Mergellagen als die Wangental-Schichten, vor allem im unteren Teil. Im Gebiet zwischen Osterfingen (Kt. Schaffhausen) und dem Schächer (6 km nordöstlich von Blumberg, siehe Taf. XV) liegt unter der Knollen-Schicht der obersten Küssaburg-Schichten ein drei bis fünf Meter mächtiger Mergelkalk, der zu Platten mit wellig-knotiger Oberfläche zerfällt und schon in kleinen Aufschlüssen leicht zu erkennen ist (siehe oben: 77/35–40, 78/1–4). Er besteht zu etwa einem Drittel aus Echinodermengrus von Silt- bis Feinsandgrösse und führt sehr wenig detritischen Quarz und Glaukonit von höchstens 100 μ Korngrösse. An der Basis dieses Mergelkalkes treten im gesamten Gebiet ein bis drei zähe Kalkbänke auf, die sandig-rauh anwittern (82/110, 112 und 114, siehe Taf. XVI). Sie haben abgesehen vom höheren Kalkgehalt dieselbe Zusammensetzung wie der hangende Mergelkalk und bilden einen lokalen Leithorizont, der sich über 25 km ununterbrochen verfolgen lässt.

Diese besondere Ausbildung der oberen Küssaburg-Schichten ist am Steimürlichopf nord-nordöstlich von Siblingen (Kt. Schaffhausen) am besten aufgeschlossen (Profil 82, Taf. XVI). Zuerwähnen sind dort auch die Schichten 37–108. Diese zeigen die normale Fazies der Küssaburg-Schichten, wie sie vom südlichen Randen bis ans Lochengebiet vorherrscht: hell-bräunlichgraue Kalkbänke, wegen der relativ hohen Porosität an ziemlich rauhen Flächen brechend, mit zahlreichen mergeligen Zwischen-

lagen. Die Küssaburg-Schichten sind am Steimürlichopf 55,50 m mächtig, davon sind aber nur die obersten 25 m aufgeschlossen. Dies ist die grösste gefundene Mächtigkeit dieser Schichten.

Oberhalb vom Nesselboden ESE von Beggingen (Koord. 684.200/290.050) herrschen auf kleinstem Raum andere Verhältnisse: Die oberste Glaukonitbank der Küssaburg-Schichten, die Knollen-Schicht, ist hier ein schwach glaukonitischer Kalkarenit, der zu etwa 60% aus Echinodermensand von 0,3 bis über 1 mm Korngrösse und zu etwa 20% aus deutlich schaligen Ooiden aus mikrokristallinem Kalzit besteht (DS). Der liegende, etwa 4 m mächtige Mergelkalk ist an seiner Basis ungewöhnlich glaukonitreich (etwa 5%). In Aufschlüssen 400 m weiter nördlich und 500 m südwestlich herrschen die gleichen Verhältnisse wie im übrigen Randen.

Die «Crinoidenbank» (F. SCHALCH 1916, S. 60) ist kein kontinuierlicher Horizont. Sie tritt lokal in den obersten Küssaburg-Schichten und den unteren Wangental-Schichten auf (siehe auch S. 89).

Die Küssaburg-Schichten lassen sich nach NE bis an den Ortenberg bei Deilingen verfolgen, wo ihre Mächtigkeit noch knapp 20 m beträgt. Sie beginnen dort über drei schwach glaukonitischen Kalkbänken der Hornbuck-Schichten. Ihr oberster Teil besteht aus einem geringmächtigen, glaukonitischen Mergelkalk mit zahlreichen Ammoniten, über dem ein 3–4 m mächtiger Schwammkalk die Küssaburg-Schichten abschliesst, ähnlich wie am Dreifaltigkeitsberg nordöstlich von Spaichingen und südlich von Immendingen (Profil 91).

Vom Hornbuck nach SW werden die Küssaburg-Schichten allmählich kalkiger. Die Mergellagen zwischen den Bänken werden dünner und seltener und die Kalkbänke wetterfest. Im Steiggraben östlich der Küssaburg gleichen die Schichten schon stark den Wangener Schichten des Kantons Aargau (siehe S. 72).

Die altersmässige Einstufung der Küssaburg-Schichten ist in Tab. 9 (S. 104) angegeben und die Korrelation auf Taf. XIX.

c) Wangental-Schichten

Wangental-Schichten nannten F. J. & L. WÜRTEMBERGER einen einförmigen Komplex von gebankten, mikritischen Kalken (Taf. XII, Abb. 45) zwischen den Küssaburg-Schichten unten und den Schwarzbach-Schichten oben. Das beste Profil findet sich auf der Südflanke des Wangentals im Mülitobel südlich von Osterfingen (Profil 78, Taf. XVI). Es wird vorgeschlagen, die Schichten 78/14–89 Wangental-Schichten zu nennen und dieses Profil zur Typuslokalität zu erklären. Die Wangental-Schichten lassen sich im ganzen Verbreitungsgebiet anhand der Knollen-Schicht nach unten abgrenzen. Die Obergrenze wird da gezogen, wo die Kalkbänke mergelig werden und an rauen Flächen brechen. Ihnen sind zahlreiche Mergellagen zwischengelagert. Dieser lithologische Wechsel drückt sich morphologisch meist als scharfer Gefälleknick aus. An der Summerhalde, 3 km nordwestlich von Schaffhausen (Profil 83, Taf. XVI), tritt in den obersten Wangental-Schichten Glaukonit auf, während die hangenden, tiefsten Schwarzbach-Schichten neben Glaukonit Schwämme führen. In einem Steinbruch an der Bahnlinie, 1 km nordwestlich von Leipferdingen (Aitrach-Tal), enthalten die obersten Wangental-Schichten Glaukonit und Schwämme. Stielglieder, vermutlich von *Balanocrinus subteres* sind an einigen Aufschlüssen in den Grenzschichten der Oxford/Kimmeridge-Stufen häufig, können aber auch ganz fehlen. Da auch der Glaukonit nicht überall zur gleichen Zeit erstmals aufzutreten scheint, ist es am besten, die Wangental-Schichten dort nach oben abzugrenzen, wo die durch sie gebildete Steilstufe zurückzuwittern beginnt. Die Wangental-Schichten können nach SW bis an den Lindenbuck südöstlich von Geisslingen und nach NE bis zum Lochengebiet verfolgt werden.

Für Alter und Korrelation siehe Tab. 9 (S. 104) und Taf. XIX.

4. Schwarzbach-Schichten

Die Schwarzbach-Schichten bestehen an der Basis aus einer rund 2 m mächtigen Wechsellagerung von Mergelkalken und Mergeln. Diese enthält stets Glaukonit, meistens Schwämme und gelegentlich Anhäufungen von *Balanocrinus subteres*. Diese tiefsten Schichten, die teils in die Oxford-, teils in die Kimmeridge-Stufe fallen, sind im ganzen oberen Klettgau, Randen und Aitrach-Tal gleich ausgebildet.

Dagegen nimmt die Mächtigkeit der darüberliegenden Mergel von SW (Lindenbuck südwestlich von Griessen) nach NE (Randen) bedeutend zu.

Den Schwarzbach-Schichten entsprechen in Württemberg der oberste Weissjura β und der Weissjura γ , im Aargau die obersten Letzi-Schichten (nur bei Baden, vgl. S. 73) und die Badener Schichten.

C. Aargauer Jura

(vom Ostende der Lägern bis Gösgen östlich von Olten)

I. Profile

1. Profil 60, Eisengraben (vgl. Taf. XVII und GYGI 1966)

Dieser erstmals von BUSER (1952) erwähnte Aufschluss im Eisengraben nordwestlich von Mönthal (Koord. 651.560/264.080) liegt am oberen Rand einer grossen Scholle von Schichten der oberen Dogger- und unteren Malm-Serie, die etwa 20 m nach Süden abgeglitten ist. Dabei riss an ihrem oberen Rand ein schmaler, tiefer Graben auf, dessen mit Schutt erfüllte Sohle bis zu 7 m unter der Oberkante liegt. Der Graben gabelt sich gegen Osten auf.

Die besten Aufschlüsse befinden sich im nördlichen Ast. Das Profil beginnt mit einem weichen, rötlichgrauen Mergel (5 YR 5/2). Dieser führt wenig detritischen Quarz und Glimmer. Darüber liegt eine zähe, 0,20 m mächtige Bank von hell-blaugrauem, feinkörnigem Kalk (Schicht 2). Er besteht grösstenteils aus feinem Echinodermendetritus und enthält etwa 5% detritischen Quarz. Die Schichtoberfläche ist durch Korrosion bucklig-uneben und mit einer etwa 1 mm dicken Limonitschicht mit glänzender Oberfläche überzogen, die einen Hardground dokumentiert. Über diesem folgt ein bis 0,20 m mächtiger, eisenoolithischer Kalk (Schicht 3). Seine Grundmasse ist bräunlich bis rötlich grau und mikrokristallin mit wenig detritischem Quarz. In der Bank sitzen bis mehrere Zentimeter grosse Knollen aus dem gleichen Gestein, deren Oberfläche mit einer buckligen, glänzenden Limonitrinde überzogen ist. Daneben finden sich bis mehrere Zentimeter grosse Nester von dunkelgrünem, ebenfalls eisenoolithischem Mergelkalk. 2–3 cm über der Basis liegen Schmitzen und dünne Lagen eines weichen, dunkelbraunvioletten Mergels mit bis über 50% Eisenooide von bis zu 2 mm Durchmesser. In der Nähe der Bankoberfläche findet man bis zu 20 cm breite und 10 cm dicke, fladenförmige Relikte aus der liegenden Kalkbank, die wegen ihrer Grösse wahrscheinlich nicht umgelagert (vgl. M. MÜHLBERG 1900, S. 326), sondern in situ als Korrosionsrelikte erhalten sind. Die Bankoberfläche ist teilweise mit einer bis zu 10 mm mächtigen Schicht überzogen, deren blumenkohlartige oder nierige Feinstrukturen darauf hinweisen, dass es sich um Algenstrukturen handelt. Algenfäden konnten darin keine nachgewiesen werden. Die ganze Bankoberfläche trägt einen glänzenden Limonit-Hardground.

Darüber liegt ein 10 cm mächtiger, mikrokristalliner, harter Kalk von bräunlich- bis grünlichgrauer Farbe. Er enthält zahlreiche Eisenooide von bis zu 1 mm Durchmesser und mehrere Zentimeter lange Schlieren eines dunkelgrünen, feinkörnigen Kalkmergels. Daneben findet man mehrere Zentimeter grosse Brocken der liegenden Bank, teilweise noch mit Kalk der Schicht 2 in Zusammenhang und mit einer glänzenden Limonitrinde umkrustet. Die Schichtoberfläche trägt keinen Limonit-Hardground und ist ziemlich eben.

Darauf folgt eine Wechsellagerung von Mergeln, Mergelkalken und Kalken. Die Mergel sind reich an unvollständig fossilisierten Schwämmen und korrodierten Kalksteinfragmenten, bei denen es sich zum Teil um Reste von Ammonitensteinkernen handelt. Die Kalke enthalten im unteren Teil des Profils Glaukonit. Sie führen meist Schwämme, teilweise sehr grosse Becherschwämme in guter Erhaltung. Die Kalkbänke zeigen teilweise stark korrodierte Schichtober- und -unterflächen. Bank 16 ist zuoberst

in fladenartige Korrosionsrelikte aufgelöst, die von stylolithähnlichen Tonhäuten getrennt sind. Ausser den Schwämmen sind die Makrofossilien nur im mittleren und oberen Teil dieser Wechsellagerung häufig.

2. Profil 37, Jakobsberg (vgl. Taf. XVII)¹

Im grossen Mergelsteinbruch am Jakobsberg nordwestlich von Wildegg (Koord. 653.900/252.400) waren zur Zeit der Profilaufnahme 1961/62 nur die oberen zwei Drittel der Effinger Schichten aufgeschlossen. Auf dem Gerstenhübel, bei Koord. 653.980/252.600, wurde 1961 auf dem unteren Gerstenhübel-Kalk (siehe S. 66) eine Kernbohrung angesetzt, die die unteren Effinger Schichten, die Birnenstorfer Schichten und den eisenoolithischen Kalk der unteren Oxford-Stufe durchfuhr. Letzterer liegt über einem angebohrten Austernpflaster, der Obergrenze der liegenden Callovian-Gesteine. Deren Oberfläche ist ausserordentlich uneben und bildet zum Teil sogar Überhänge (Taf. II, Abb. 4). Der eisenoolithische Kalk der unteren Oxford-Stufe (37a/3) hat seinerseits eine sehr unebene Schichtoberfläche. Sie entspricht einem Hardground und ist mit einer 0,5–3 mm dicken Schicht aus teilweise limonitiertem Chamosit überzogen. Die Mächtigkeit des Kalkes schwankt demzufolge stark, etwa zwischen 5 und 80 mm.

Die Grundmasse ist graugrün (10 GY 5/2) bis ockerbraun und mikrokristallin. Die deutlich schaligen Eisenooide haben Durchmesser von bis zu 1,2 mm. Die sehr kleinen Ooidkerne sind Fossiltrümmer. Die Ooidschalen bestehen aus graugrünem, mikrokristallinem Chamosit mit einem schwachen Pleochroismus von hell-graugrün zu einem dunkleren Grün. An den Grenzflächen zwischen den Schalen sitzt oft etwas Limonit, teilweise sind die Schalen auch von euhedralem Kalzit verdrängt. Ähnlich wie bei Kalkooiden findet man hier auch Eisenooide, die das Bruchstück eines Eisenooides als Kern enthalten. In kleinen Bereichen ist die Grundmasse zu einem relativ grobkörnigen Kalzit-Mosaik rekristallisiert (Korngrössen 40–150 μ). Die Kruste des Hardground ist in der Nähe eines 25 mm hohen, überhängenden Abfalls der Oberfläche der Schicht 37a/3 von einer waagrechten Partie abgesichert, wurde dabei plastisch intensiv verfälscht, wobei auch die eingeschlossenen Eisenooide verformt worden sind. Der angrenzende Mergel (Schicht 37a/4) zeigt Dehnungsrisse, die mit sekundärem Kalzit ausgefüllt sind. Der Mergel 37a/4 enthält zahlreiche aufgearbeitete Eisenooide neben detritischem Quarz und etwa 1 % Glaukonit. Diese tiefste, etwa 15 cm mächtige Mergellage der Birnenstorfer Schichten besteht zu etwa 50 % aus bis mehrere Zentimeter grossen, unregelmässig geformten, nicht gerundeten Kalkbrocken (Taf. II, Abb. 4), die ebenfalls Eisenooide, detritischen Quarz und Glaukonit enthalten. Ein teilweise erhaltenes Schwamm skelett in einem dieser Brocken zeigt (DS), dass es sich um unvollständig fossilisierte Schwämme handelt. Zuweilen hat nach der Fossilisation und Einbettung auch noch Korrosion stattgefunden, da die Brocken an der Oberfläche häufig – vor allem an gegenseitigen Berührungsflächen – dunkelbraune Stylolithschichten tragen. Daneben ist der Mergel reich an Tuberoïden (0,2–4,0 mm Durchmesser) und ist von zwei Fucoidenarten dicht durchzogen, die einen Durchmesser von 0,2 bzw. 1,0 mm haben.

Der darüberliegende, 10 cm mächtige Kalk (vgl. Taf. II, Abb. 7) besteht zu etwa 30 % aus unvollständig fossilisierten Schwamm lappen, die horizontal, geneigt oder senkrecht eingebettet sein können.

Die Grundmasse besteht teils aus mikrokristallinem Kalzit (Korngrössen 1–6 μ), der im Auflicht hell und im Durchlicht dunkel erscheint. Er hat eine wolkig-fleckige Textur, die durch scharf abgegrenzte, etwas grobkörnigere Einschlüsse zustande kommt. Diese enthalten feine Bahamide von 10–50 μ Durchmesser in einer mikrosparitischen Grundmasse (Korngrössen 3–10 μ). Solche Partien erscheinen im Auflicht dunkel und im Durchlicht hell. An der stark unebenen Schichtunterfläche der Kalkbank treten die Schwammstücke und wolkenförmige Teile der «Grundmasse» isoliert im Mergel auf, wobei der Mergel als Folge der Kompaktion mit deutlichen Fliesstexturen zwischen diese Partikel und bis in die Hohlräume der hangenden Kalkbank dringt. Die Existenz von solchen mergelerfüllten Hohlräumen, die etwa 10 % der Kalkbank bilden, und die Tatsache, dass die isolierten «Wolken» von kalkiger Grundmasse an der Basis der Bank zum Teil wie der Mergel Fliesstextur zeigen, weisen darauf hin, dass das feinkörnige Karbonat nicht von aussen aus einer Suspension sedimentiert worden ist. Sonst müsste die Grundmasse homogen sein (vgl. Taf. VI, Abb. 23). Die Wolken sind demnach an Ort und Stelle entstanden. Es kann sich auch nicht um Schwammteile handeln, da die mit Sicherheit bestimmbaren Schwammteile von Mergel und kalkiger Grundmasse umflossen werden. Die Schwammteile sind wahrscheinlich schon während der Fossilisation erhärtet. Man könnte die wolkigen Gebilde als Teile von primär weichen Algenkrusten deuten, obschon solche rezent bisher erst aus dem Gezeitenbereich und vom unmittelbar benachbarten Strand bekannt sind (BLACK 1933, GINSBURG 1955).

Der darüber folgende Mergel ist auf Taf. II, Abb. 6 wiedergegeben. Die hangende Folge von 60 m Mergeln und Kalkmergeln enthält in den untersten 10 m noch Schwämme. Der Mergel ist stellenweise stark von Fucoiden durchzogen. Schicht 21 ist ein schwammreicher Mergel, der einen 20 cm mächtigen Horizont mit einer reichen Cephalopoden-, Brachiopoden- und Crinoidenfauna enthält. In Schicht 32 findet sich eine dünne Lage von in weichem Zustand eingebetteten Kalkmergel-Geröllen. Schicht 37 ist eine Abfolge von 10–40 cm mächtigen, mikrokristallinen Kalkbänken. Sie war zur Zeit der Profilauf-

¹ Die Foraminiferen dieses Profils wurden von Dr. F. Stumm bestimmt (siehe GYGI & STUMM 1965).

nahme im Steinbruchgebiet Jakobsberg, am Gerstenhübel, nur teilweise aufgeschlossen und wurde deshalb 2 km weiter nordöstlich, im Tal östlich von Holderbank, aufgenommen (Koord. 655.630/253.400). Hier sind die ganze Schicht und mindestens 20 m der hangenden Mergel bei der Erweiterung des Zementsteinbruchs Schümel ausgezeichnet aufgeschlossen worden. Die Mächtigkeit beträgt 11,20 m. Die Kalkbänke brechen an glatten, flachmuscheligen Flächen. Die Farbe ist frisch intensiv blaugrau und wird bei der Verwitterung hell-graubraun. Zuunterst liegen zwischen den Kalkbänken noch Mergellagen von bis zu 15 cm Dicke, in der Mitte und oben sind diese nur noch 5–20 mm mächtig. Die Bänke erreichen einen Karbonatgehalt von bis zu 96,3%. Die Mergellagen verursachen eine sehr deutliche Bankung des Gesteins. Da die Dicke der Kalkbänke in engen Grenzen schwankt und die Bänke regelmässig geklüftet sind, sehen manche Aufschlüsse in dieser Schicht wie Mauerwerk aus und sind dann den unteren Wangental-Schichten des Randen zum Verwechseln ähnlich.

Die darüberliegende, 137 m mächtige Schichtfolge enthält nochmals zwei kalkreiche Bankfolgen: die Schichten 35–50 und 55–80. In den Schichten 55–80 erreicht eine Anzahl der Kalkbänke Karbonatgehalte von mehr als 90%: die drei einzeln gemessenen Bänke 58, 63 und 69 ergaben Karbonatgehalte von 91,3%, 93,4% und 92,7%, während der Durchschnitt der ganzen Folge (55–80) 77,5% beträgt.

Die Mergel können mehrere Meter mächtig und völlig ungeschichtet sein, wie etwa die 3,8 m mächtige Schicht 54. Diese ist kalkarm und enthält eine ziemlich reiche, z.T. pyritisierte Mikrofauna. Bemerkenswert sind vollständig pyritisierte, 160–320 μ grosse Muscheln (*Anisocardia*?) und höchstens 640 μ grosse Gastropoden. Diese sind nicht selten. Grössere oder ausgewachsene Stücke fehlen vollständig.

Die mächtigste ungeschichtete Mergellage ist mit 9,40 m Schicht 23. In der Regel sind aber den Mergeln zahlreiche kalkreiche Bänke eingelagert, deren Dicke meist wenige Zentimeter beträgt, aber bis auf 40 cm anwachsen kann. Die Unterschiede im Karbonatgehalt einer solchen Bank gegenüber dem liegenden und hangenden Mergel sind gering. Eine Anzahl von Stichproben ergab Differenzen von 1,2% bis 9,4%. Diese geringen Unterschiede werden an einer frischen Steinbruchwand erst durch die Verwitterung im Laufe von 5–10 Jahren deutlich sichtbar gemacht.

Im oberen Teil der Mergelfolge (Schichten 86–105) kommen zahlreiche dünne Bänklein von sandigem Mergelkalk mit höchstens 5 cm dicken, feingeschichteten (laminieren) Lagen vor. Die Feinschichtung kommt durch den unterschiedlichen Quarzgehalt der Laminæ zustande.

Das Gestein (DS 37/88 F) besteht hauptsächlich aus 30–150 μ grossen, oft mit Eisensulfid imprägnierten Bahamiden, bis 100 μ grossem, kantigem, detritischem Quarz (weniger als 10%) und mikrokristallinem Kalzit. Die quarzreichen Laminæ enthalten bis zu 20% Quarz neben etwa gleich viel Bahamiden. Die Grundmasse besteht aus einem Mosaik von 5–150 μ grossem Kalzit. In quarzarmen Laminæ ist die Kalzit-Grundmasse nester- und fleckenweise mikrokristallin. Die geringe Packungsdichte von Quarz und Bahamiden in den quarzreichen Laminæ zeigt, dass auch hier die Grundmasse primär ein Kalkschlamm gewesen sein muss.

Die quarzreichen Lagen erscheinen auf frischen Bruchflächen dunkel. Häufig findet man Schrägschichtung und bis 1 cm hohe Strömungsrippel (z. B. Schicht 37/88F). Einige Messungen ergaben Strömungsrichtungen aus NW bis N.

Die obersten 20 m des Mergelprofils, die Schichten 111–182, bestehen aus einer intensiven Wechselagerung von Kalkmergelbänken und Mergeln. Während unten die Mergellagen meist dicker sind als die 10–30 cm mächtigen Kalkmergelbänke, wird das Verhältnis nach oben umgekehrt. Das Profil schliesst oben mit zwei je 0,65 m mächtigen Kalkbänken von hell gelblichbrauner Farbe und rauhem Bruch.

Eine Regelmässigkeit in der Abfolge von karbonatreichen und karbonatarmen Schichten wurde nicht gefunden. Der Übergang von einer karbonatarmen zu einer karbonatreichen Schicht und umgekehrt ist bald scharf, bald schleppend. Bei den meisten karbonatreichen Bänken konnte kein Unterschied zwischen Schichtober- und Schichtunterfläche gefunden werden. Bei einigen Bänken wurde aber eine schärfer ausgebildete Schichtuntergrenze gefunden, während bei anderen die Obergrenze deutlicher ausgebildet ist.

3. Profil 62, Schrannechopf, Villiger Geissberg (vgl. Taf. XVII)

Der untere Abschnitt des Profils (Schichten 1–53) wurde vom Bachbett unterhalb des Schrannechopf aufsteigend nach Süden aufgenommen (Koord. 657.680/264.020) und der obere Teil der leicht verwitternden Schichten 54–60 an der Fahrstrasse direkt unterhalb des Schrannechopf. Der obere

Profilabschnitt (Schichten 61–121) wurde wieder am Gegenhang, unterhalb von Pt. 562.9, aufgenommen und die obersten Schichten (121–127) am Besserstein-Bergsporn bei Koord. 658.100/264.000.

Das Profil beginnt im Bachbett mit einer Wechsellagerung von dünnen, blaugrauen Kalkbänklein und Mergeln (Schichten 1–6). Darüber liegt eine Folge von rauh anwitternden und an rauher Fläche brechenden, deutlich gebankten Kalken. Diese sind hell bräunlichgrau und abgesehen von wenigen dysodonten Muscheln fast fossilleer. Auffällig ist die 2,70 m mächtige, massige Bank 13, die sich um den ganzen Geissberg herum verfolgen lässt.

Die ziemlich rauh brechende Kalkbank 18 besteht zu etwa 30% aus Bahamiden. Diese sind in Schlieren und Nestern angereichert, die in der mikritischen Grundmasse schwimmen (DS 62/18). Die Partikel haben rundliche bis ovale Form und Durchmesser von 50–120 μ . Sie heben sich nur schwach von der helleren Grundmasse ab. Dazu kommen noch etwa 5% Fossildetritus von derselben Korngrösse sowie kantiger detritischer Quarz. Dieser hat Korngrössen von 10–110 μ und ist teilweise oberflächlich stark korrodiert. Die Vermutung, dass die Rauheit des Bruches in mikrokristallinen Kalken vom Bahamid-Gehalt abhänge (S. 40), wird dadurch gestützt, dass Bank 25 bei einem Bahamid-Gehalt von weniger als 5% an beinahe glatten, flachmuscheligen Flächen bricht. In Bank 25 sind unregelmässig geformte Flecken innerhalb der mikrokristallinen Grundmasse zu erwähnen, die aus einem Mosaik von fein- bis grobkristallinem Kalzit bestehen. Sie sind meist länglich geformt und bis zu 2 mm lang. Es handelt sich wahrscheinlich um primär gaserfüllte Hohlräume (vgl. P. E. CLOUD 1960, Abb. 1), die für schlammige Sedimente aus sehr seichtem Wasser charakteristisch sind. Beide Bänke enthalten sehr wenig Glaukonit. Dieser ist kantig, hat Korngrössen von 35–70 μ und ist gut sortiert, was auf detritische Herkunft deutet.

Die Bänke 31–37 wittern knollig-ruppig an. Sie enthalten viel Fossildetritus. Zahlreich sind Pholadomyen. In Bank 36 sind dünne Schalen von Pectiniden beidseitig von einer limonithaltigen, mikrokristallinen Kalkkruste überzogen. Ganz frische Handstücke zeigen, dass der Limonit aus Glaukonit hervorgegangen ist. Andere, kleine Fossiltrümmer sind rundum mit einer solchen Kruste umrindet. In der mikrokristallinen Grundmasse schwimmen rundliche bis lappige Aggregate desselben Materials, das wahrscheinlich von Kalkalgen stammt. Diese bis 1 mm grossen Gebilde enthalten vor allem nahe der Oberfläche Glaukonit mit unregelmässigen Kornformen und Korngrössen von weniger als 10 bis 100 μ . Sie erscheinen beim Betrachten von blossen Auge als blassgrüne Punkte. Es sind vermutlich kleine Kalkalgenknollen, obschon man in ihnen niemals Spuren von mit größerem Kalzit gefüllten Fäden findet. In der Grundmasse ist Glaukonit selten. Bank 36 besteht zu etwa einem Drittel aus Fossildetritus. Die Grundmasse zeigt eine sehr feine «structure grumeleuse» (siehe S. 40). Die nicht mehr deutlich erkennbaren, mikrokristallinen Partikel haben eine Grösse von 20–50 μ . Die «Grundmasse» ist vermutlich ein Kalksilt, bei dem teilweise Kornverschmelzung (S. 37) stattgefunden hat. Detritischer Quarz ist selten.

Darüber liegt eine Folge von mikrokristallinen Kalkbänken (Schichten 38–53). Abgesehen von zwei dünnen Mergellagen liegt hier Bank auf Bank mit deutlichen Fugen. Das Gestein bricht fast glatt an flachmuscheligen Flächen. Es besteht vorwiegend aus homogenem mikrokristallinem Kalzit, mit sehr wenig detritischem Quarz (DS 62/43).

Es folgen 6,20 m eines auffälligen, gelblich- bis rein-weissen Kalkes, der leicht zu scharfkantigen, unregelmässig geformten Splittern zerfällt (Schichten 54–59). Die geringe Verwitterungsresistenz ist nicht durch Tongehalt bedingt. Die Schicht 57 ist mit 99,1% Gesamtcarbonat und 0,28% MgO der reinste Kalkstein, der im ganzen Untersuchungsgebiet gefunden worden ist. Dagegen scheint die Porosität dieser Bänke die Wetterfestigkeit stark zu beeinflussen (S. 49). Das Gestein hat das Aussehen und die Reibfestigkeit einer Kreide. Coccolithen wurden aber darin bei einer elektronenmikroskopischen Untersuchung nicht gefunden. Bank 58 führt in den obersten 20 cm bis mehrere Zentimeter grosse Limonitknollen neben gleich grossen, rundlichen Hohlräumen, eventuell von Korallen, deren Oberfläche mit skalenoëdrischem Kalzit bewachsen ist. Die Schichtoberfläche ist durch Korrosion stark uneben, und es liegen zwischen den Bänken 58 und 59 stellenweise durch mergelige Häute isolierte Kalkknollen. Bank 59 fällt durch den Reichtum an meist limonitbekrusteten Pectiniden auf. Auch sie führt noch Limonitknollen neben wenig sehr feinkörnigem Glaukonit. Schwämme sind wenig häufig. Die Schichten 56–58 enthalten verhältnismässig zahlreiche Muscheln, während Ammoniten selten sind.

Darüber liegt eine monotone Folge von Kalkbänken ohne mergelige Zwischenlagen, die Schichten 60–120. Die Bänke sind 0,20–0,70 m mächtig, brechen an glatten, flachmuscheligen Flächen und sind hell-gelblichgrau. Sie enthalten fast keine Kotpillen und nur sehr wenig feine Fossiltrümmer (unter 5%,

max. Korngrösse etwa 1 mm). Die Grundmasse ist ein homogener Mikrit. Die Bank 62 enthält zahlreiche Brachiopoden. Sie ist ein lokaler Leithorizont, der überall am Geissberg vorkommt. Bank 77 ist leicht porös und verwittert ähnlich leicht wie etwa die Bank 57. Die obersten Bänke weisen einen erhöhten Gehalt an feinem Fossildetritus auf (Schichten 106–120) und führen sehr wenig Glaukonit (Schichten 110–120, Korngrösse max. 50 μ). Der im Lichtmikroskop erkennbare Fossildetritus macht etwa 5% des Gesteins aus. Er stammt vor allem von Muscheln und Echinodermen. Die Korngrössen gehen bis auf mehrere Millimeter. Die Kotpillen nehmen weniger als 5% des Gesteins ein (DS 62/114).

Als nächstes folgt ein 1 m mächtiger, mergeliger Kalk (Schicht 121) von gelblich-graugrüner Farbe. Er wittert rauh und knollig an und ist ausserordentlich fossilreich. Bis über 1 cm grosse Fossiltrümmer sind mit einer schwammigen Kalkkruste überwuchert, die viel Glaukonit in Korngrössen bis zu 70 μ führt. Auch hier scheint es sich um Kalkalgenkrusten zu handeln. Die Kontaktfläche zwischen Kalkalgenkruste und Fossil ist in der Regel intensiv verzahnt (DS 62/121).

Dies deutet auf gleichzeitige Tätigkeit von inkrustierenden und bohrenden Organismen. An einem Belemnitenfragment erkennt man Schläuche von 5–10 μ Durchmesser, die radial von der Oberfläche in das Rostrum eindringen. Sie sind von Glaukonit erfüllt. Da Glaukonit syndementär bis spätestens frühdiagenetisch entsteht, ist es für diese Probe erwiesen, dass die Fäden gleich alt wie das Gestein sind. Mit Sicherheit fossile Algen in organischer Erhaltung hat bereits L. DANGEARD (1936) gefunden. Daneben durchziehen zahlreiche Fäden mit einem Durchmesser von 1 μ das ganze Rostrum ohne bevorzugte Richtung. Sie sind blassgrün. Ob sie ebenfalls mit Glaukonit gefüllt sind, kann wegen des geringen Fadendurchmessers im Lichtmikroskop nicht entschieden werden. Diese Fäden sind wahrscheinlich ein fossiles Pilz-Mycelium (vgl. S. 45). Die meisten Fossiltrümmer sind oberflächlich von bis zu 30 μ dicken Bohrgängen durchzogen, die meist mit mikrokristallinem Kalzit, zuweilen aber auch mit Glaukonit gefüllt sind. Isoliert in der Grundmasse liegen kugelige Knollen aus mikrokristallinem Kalzit. Sie sind oft stark mit isotropem, braunem Phosphorit imprägniert und führen Glaukonit, der vor allem an der Oberfläche angereichert ist. Der Durchmesser beträgt 0,2–1,2 mm. Es dürfte sich um kleine Kalkalgenknollen handeln. Auf frischen Bruchflächen hält man sie von blossen Auge für grosse, einheitliche Glaukonitkörner. Selten kommen kleine Korallen-Einzelkelche vor.

Die mikrokristalline Grundmasse ist stellenweise stark mit Phosphorit angereichert. Sie ist frei von detritischem Quarz. Dagegen sind einige Fossiltrümmer schwach verkieselt. Das Gestein besteht zu etwa 40% aus Fossilien und ihrem Detritus, wovon etwa ein Drittel Schwammnadeln sind. Es könnte mit Bank 36 verwechselt werden, unterscheidet sich aber von dieser durch die grosse Häufigkeit der Ammoniten. Bank 36 führt an Makrofossilien fast nur Pholadomyen.

II. Lithostratigraphische Einheiten

1. Eisenoolithischer Kalk der unteren Oxford-Stufe

(Ornatenschichten C. MOESCH 1867, Oxfordien der Schweizer Autoren)

Eine eingehende Beschreibung des Gesteins findet sich auf S. 45. Der beschriebene Gesteinscharakter und die geringe Mächtigkeit sind sehr konstant. Von NE kommend tritt die Schicht in dieser Fazies erstmals im Berchenwald bei Dangstetten auf (Profil 73, Koord. 666.500/272.750). Sie liegt dort über einem 0,20 m mächtigen, ockerbraunen Kalk mit wenigen, bis 2 mm grossen Eisenoolithen, der oben mit einem ziemlich ebenen Hardground abschliesst (vgl. S. 30). Der eisenoolithische Kalk der unteren Oxford-Stufe hat eine Mächtigkeit von 0,05–0,15 m. Er schliesst bis 20 cm breite und 5 cm dicke, fladenförmige Knollen der liegenden Bank ein, von denen viele auf der Oberseite bis mehrere Zentimeter dick mit einer Kalkkruste bedeckt sind. Zwischen diesen Knollen ist die ganze Bank nur 5–10 cm mächtig und besteht stellenweise ganz aus einer unregelmässig welligen, nierenförmigen Kruste (vgl. S. 30 und Taf. I, Abb. 2). Diese Wuchsform deutet auf Bildungen von Kalkalgen, doch konnten im Dünnschliff keine Algenstrukturen nachgewiesen werden. Solche Stromatolithen sind bei Dangstetten (Profil 73) und Zurzach (Profil 67) das Hauptunterscheidungsmerkmal des Gesteins gegenüber den liegenden eisenoolithischen Kalken der Callovian-Stufe. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal sind die Eisenoolithen: diejenigen der *anceps-athleta*-Schicht sind – wo diese vorhanden ist – meistens grösser als die der unteren Oxford-Stufe. Auch die Grundmasse des eisenoolithischen Kalkes der unteren Oxford-Stufe unterscheidet sich von den Gesteinen der Callovian-Stufe durch ihre häufigen grünen und karminroten Flecken.

Eine mögliche Ausnahme bilden die entsprechenden Schichten im alten Zementsteinbruch bei Oberehrendingen (Profil 51; Taf. III, Abb. 8). Hier ist die untere Oxford-Stufe vielleicht durch einen

5–10 cm mächtigen, rotbraunen bis schwarzgrauen Mergel vertreten, der wenige Eisenoole neben dunkelgrünen Mergelschlieren führt. Ammoniten fehlen. Darunter liegt ein 20 cm mächtiger, eisenoolithischer Kalk mit einer grünlichgrauen (5 GY 6/1), mikrokristallinen Grundmasse (S. 46). Diese Bank liegt direkt auf den Varians-Schichten. Sie hat bis jetzt nur Ammoniten der Callovian-Stufe geliefert. G. SENFTLEBEN (1923, S. 31/32) nennt die Bank deshalb «Macrocephalus-Schichten». Dennoch ist es nicht ausgeschlossen, dass das Gestein Unteroxford-Alter hat: Im Eisengraben (S. 59) hat der eisenoolithische Kalk der unteren Oxford-Stufe an zwei Grabungsstellen ebenfalls nur Callovian-Ammoniten geliefert, und die Gesamtausbeute aus dieser Bank ergab 19 Callovian-Ammoniten gegenüber 4 Unteroxford-Ammoniten. Es ist also nicht ausgeschlossen, dass der fragliche Horizont bei Oberehrendingen bei weiterer Suche noch Oxford-Ammoniten liefern wird. Fest steht, dass im Aargau an allen Aufschlüssen zwischen den Birmenstorfer Schichten und der oberen Dogger-Serie eine eisenoolithische, mergelige Kalkbank von sehr konstanter Mächtigkeit und Lithologie liegt, die an den folgenden Stellen Unteroxford-Ammoniten geliefert hat: Berchenwald bei Dangstetten (Baden), Profil 73, Koord. 666.500/272.750; Eisengraben bei Mönthal, Profil 60, Koord. 651.560/264.080; Mandacher Höhe, Profil 64, Koord. 656.650/265.880; Chestenberg bei Wildegg, Profil 39, Koord. 656.230/253.490 und Schellenbrücke nordöstlich von Küttigen, Profil 32, Koord. 646.450/252.880. Der Horizont lässt sich nach Westen in gleicher Ausbildung und Mächtigkeit bis an die Oensinger Klus verfolgen.

In einigen Bohrungen treten unter dem Eisenoolith 5–10 cm grauschwarze, fette Mergel auf: Am Grund bei Schinznach-Dorf und unter dem Stauwehr bei Schinznach-Bad (Kt. Aargau). An der Schellenbrücke und im Eisenbergwerk Herznach (Profil 93) ist die Schicht in zwei von Mergel getrennte Eisenoolith-Bänke dreigeteilt (JEANNET 1951, Abb. 2; GYGI 1966, Abb. 1). Dieser Mergel schwillt westlich von Aarau lokal sehr stark an (freundliche Mitteilung von F. J. Gsell): In einem Sondierschlitz nördlich des Rütackers, östlich von Rohr (Koord. 640.100/251.410) fand A. AMSLER 7,5 m dunkelgraue Mergel. Diese sind oben sandig mit Glimmer und unten tonig und führen im Abstand von 0,5 m Lagen mit grauen Kalkknollen. AMSLER gibt daraus ein «*Cardioceras lamberti*» an (unveröfftl. Unterlagen der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagerstätten, Bern; siehe auch H. FEHLMANN & E. RICKENBACH 1962, Abb. 8).

Alter und Korrelation der Schicht: vgl. Tab. 9, S. 104.

2. Wildegger Formation

Definition: Die Wildegger Formation umfasst die Birmenstorfer und die Effinger Schichten im ganzen Untersuchungsgebiet und die Geissberg-Schichten von der Gegend von Olten bis in den unteren Klettgau NE von Zurzach.

Typuslokalität: Zementsteinbruch Jakobsberg NW von Wildegg.

Typusprofil: Nr. 37 und 37a, siehe Taf. XVII; beginnt mit Schicht 37a/4, Obergrenze nicht aufgeschlossen (vgl. Profil 62, Tafel XVII).

a) Birmenstorfer Schichten

C. MOESCH (1867) benannte eine Wechsellagerung von «aschgrauem ruppig zerfressenem Kalkstein» mit «Mergelschichten von etwas dunklerer Färbung» Birmensdorferschichten. Als Grenzhorizont gegen die Effinger Schichten nennt er «eine festere Bank voll *Nulliporites Hechingensis*». Der Schichtname bezieht sich auf das Dorf Birmenstorf (früher Birmensdorf), Kt. Aargau. Ein Typusprofil wird von MOESCH nicht angegeben. Da diese Schichten im ganzen Aargau in derselben Fazies und in ungefähr derselben Mächtigkeit vorkommen und heute bei Birmenstorf nirgends gut aufgeschlossen sind, wird vorgeschlagen, vom Profil 60, Eisengraben bei Mönthal (Taf. XVII) die Schichten 4–24 Birmenstorfer Schichten¹ zu nennen und dieses Profil zur Typuslokalität zu erklären.

Der Aufschluss im Eisengraben ist der ausgedehnteste in diesen Schichten und hat die grösste Makrofossilausbeute geliefert. Er wurde von H. OESTERLE (1968) im Rahmen einer Dissertation

¹ Streng genommen sollte der Name «Birmensdorfer» beibehalten werden. Da dieser aber in der Vergangenheit wiederholt zu Verwechslungen mit Birmensdorf (Kt. Zürich) Anlass gegeben hat, scheint die kleine Änderung angebracht.

mikropaläontologisch bearbeitet. Das Profil hat den Nachteil, dass der Übergang zu den Effinger Schichten nicht aufgeschlossen ist. Auf Grund eines temporären Aufschlusses beim Restaurant Sternen in Elfingen, wo dieser Übergang zu sehen war, darf angenommen werden, dass die Birmenstorfer Schichten im Eisengraben vollständig sind. Der auf S. 59 und S. 60 beschriebene Gesteinscharakter bleibt durch den ganzen Aargau derselbe. Die Mächtigkeit nimmt von NE nach SW zu: Bei Dangstetten (Profil 73) beträgt sie 2,05 m, im Eisengraben (Profil 60) 4,70 m und oberhalb der Schellenbrücke nordöstlich von Küttigen 7,30 m (Profil 32; Koord. 646.450/252.880, siehe Gygi 1966, Abb. 1).

Die Birmenstorfer Schichten sind bezüglich Lithologie und Fossilreichtum ein einzigartiges Schichtglied und können im Aargau mit keinem anderen Gestein verwechselt werden, wenn man von den untersten Effinger Schichten absieht (S. 66). Die Frage der seitlichen Abgrenzung dieses Schichtgliedes ist nicht einfach zu beantworten. MOESCH schreibt, dass der «petrographische Charakter» bis in den Waadtländer Jura und den Randen gleich bleibe. Im Randen ist aber an der Basis der Effinger Schichten nur eine einzige Bank vorhanden (Profil 87 am Eichberg, Schicht 24, siehe Taf. XVI), deren Lithologie derjenigen der tiefsten Bank der Birmenstorfer Schichten im Aargau gleicht (Profil 60, Eisengraben, Schicht 4, siehe Taf. XVII).

Darüber folgen im Randen drei bis vier Mergelkalk-Bänke. Sie sind hellgrau, feinkörnig, homogen und steril und sind von Mergelkalken der höheren Effinger Schichten nicht zu unterscheiden. Obschon diese atypischen Bänke vermutlich altersmässig den Birmenstorfer Schichten des Aargau entsprechen, müssen sie wegen ihrer Lithologie in die Effinger Schichten einbezogen werden. Der Faziesübergang gegen die aargauischen Birmenstorfer Schichten erfolgt östlich von der Küssaburg (Baden). In den südlichen Randketten westlich von Aarau nimmt die Mächtigkeit der Birmenstorfer Schichten weiter zu, bis sie im Hauensteingebiet ein Maximum von 10 m erreicht. Gleichzeitig ändert sich auch der Gesteinscharakter. Die Kalkbänke und die mergeligen Zwischenlagen führen immer noch Schwämme, jedoch in geringerer Menge als im Aargau. Damit geht eine Häufigkeitsabnahme der ganzen übrigen Fauna und eine Änderung ihrer Zusammensetzung einher. Dabei ändert sich vor allem der Anteil der Grundmasse am Gestein: Bei den Kalkbänken stellt sie im Aargau – wenn überhaupt vorhanden – meist einen untergeordneten Anteil des Gesteins (vgl. S. 60), während Schwämme und Schwammteile nebst vermutlichen Algenbildungen die Hauptmasse ausmachen. Vom Hauensteingebiet an westwärts bestehen die Kalkbänke vor allem aus homogenem, mikrokristallinem Kalzit, mit wechselndem Gehalt an sehr feinen Bahamiden und Fossiltrümmern (S. 79). Die Schichtoberflächen zeigen nur noch gelegentlich Korrosionen. Auch die Mergel werden homogener. Für Kalke und Mergel scheint zu gelten, dass sie primär weniger Schwämme enthalten haben als im Aargau, dass diese aber vollständiger fossilisiert worden sind.

Diese Fazies der südlichen Randketten findet man bis ans Westende des untersuchten Gebietes, d. h. bis in den Kern der Weissensteinkette nördlich von Oberdorf (nördlich von Solothurn). Sie findet sich auch weiter westlich und südwestlich im französischen Jura und im Südjura wieder. Ein Handstück von Birmenstorfer Schichten aus dem Eisenbahneinschnitt nordwestlich von Andelot (10 km SSE von Salins, franz. Jura) kann nicht von einem entsprechenden aus dem Gschlif (Profil 14, Taf. XVIII) unterschieden werden. Die Schwämme sind entweder durch feinstverteiltes Eisensulfid tief blaugrau oder – wenn dieses oxydiert ist – rotbraun gefärbt. Die Grundmasse ist hell graubraun.

Da die Bezeichnung Birmenstorfer Schichten im Weissensteingebiet (A. BUXTORF et al. 1908, S. 51; P. STAEHELIN 1924, S. 3) bereits in der Literatur eingeführt ist und da der Faziesunterschied gegenüber den typischen Birmenstorfer Schichten des Kantons Aargau nicht sehr gross ist, wird an dieser Bezeichnung festgehalten, solange die Kalkbänke und Mergellagen Schwämme führen. Der Name sollte aber nicht auf den bis zu 30 m mächtigen Komplex von feinkörnigen, meist schwammfreien, regelmässig gebankten Kalken angewendet werden, die zwischen dem Areal der schwammführenden Birmenstorfer Schichten im SE und demjenigen der Liesberg-Schichten im NW liegen (Fig. 6, siehe auch S. 82).

Die Grenze der Birmenstorfer Schichten gegen das Liegende wird im Aargau durch eine Schichtlücke deutlich markiert: im ganzen Gebiet liegen sie auf dem limonitüberzogenen Hardground der unteren Oxford-Stufe (vgl. S. 30). Die Abgrenzung nach oben ist weniger klar. Die von MOESCH erwähnten Fucoiden können dazu nicht herangezogen werden, da sie z. B. im Profil 37 (Wildeggen) in den ganzen unteren Effinger Schichten auftreten. Auch die Schwämme gehen dort wie am Grund bei Schinznach-

Dorf (Profil 55) noch ziemlich hoch in die Effinger Schichten hinauf. Am Grund liegt 20 m über der Basis der Birnenstorfer Schichten eine 15 cm mächtige Bank Schwammkalk, deren Lithologie in jeder Hinsicht mit derjenigen der Birnenstorfer Schichten übereinstimmt. Für die Abgrenzung muss also noch ein weiteres Merkmal der Birnenstorfer Schichten beigezogen werden: sie sind als Ganzes betrachtet erheblich verwitterungsresistenter als die Effinger Schichten. An ungefähr schichtparallelen Hängen sind deshalb die Effinger Schichten oft durch Solifluktion abgeflossen, während die Schwammkalke der Birnenstorfer Schichten stehen geblieben sind, wie etwa im Eisengraben. Diese Grenze unterschiedlicher Verwitterungsresistenz fällt im Aargau, abgesehen vom Raum Wildegg Schinznach-Dorf, mit dem scharfen Übergang von Schwammkalke und -mergeln zu schwammfreien, homogenen und feinkörnigen Mergelkalke und Mergeln zusammen. Sie kann auch bei Wildegg gezogen werden: im Bohrprofil 37a erkennt man über dem eisenoolithischen Kalk (Schicht 3) eine gedrängte Folge von Schwammkalke und -mergeln von 4,70 m Mächtigkeit. 2 km west-nordwestlich (Halde oberhalb Auenstein, Profil 35: Koord. 652.140/252.760) wurde die Mächtigkeit der Birnenstorfer Schichten in einem Bach-einschnitt in einem Schichthang mit 4,05 m bestimmt. Die dicht übereinanderliegenden Schwammkalk-Bänke sind hier also fast vollzählig erhalten, während die hangenden Mergel abgeflossen sind. Die auf Grund von Lithologie und morphologischem Verhalten abgegrenzten Birnenstorfer Schichten sind ein im Massstab 1:25000 kartierbares Schichtglied.

Alter und Korrelation gehen aus Tab.9, S.104 hervor.

b) *Effinger Schichten*

MOESCH nannte 1867 «hell-achsfarbene und blaugraue Thone, Mergel und bröckelnde Thonkalke, durch Verwitterung strohgelb werdend» Effinger Schichten. Der Name bezieht sich auf Effingen an der Bözbergstrasse. MOESCH bezeichnete kein Typusprofil. Der Rugen nördlich von Effingen bot ihm seinerzeit die besten Aufschlüsse dieses Schichtgliedes. Heute findet man dort nur kleine Anrisse an Wegrändern. Der grösste und beste Aufschluss befindet sich gegenwärtig auf dem Gebiet der Gemeinde Auenstein bei Wildegg, im grossen Mergelsteinbruch am Jakobsberg. Das Profil reicht bis hinauf zu den tiefsten Geissberg-Schichten. Die Jura-Cement-Fabriken in Wildegg beabsichtigen, in naher Zukunft einen Querschlag nach Norden zum Kalksteinbruch Unteregg anzulegen. Es wird dadurch ein durchgehendes Profil von den Blagdeni-Schichten (mittlere Bajocian-Stufe) bis zu den unteren Geissberg-Schichten entstehen und damit ein lückenloser Aufschluss in der unteren Malm-Serie des Kantons Aargau. Trotz der Aussicht, dass dieser Aufschluss nicht mehr als einige Jahrzehnte offenbleiben wird, schlagen wir vor, die Schichten 37a/8–37 und 37/1–188 Effinger Schichten zu nennen und die Profile 37 und 37a zu Typusprofilen zu erklären. Die Schichten, die zwischen den beiden Profilen gegenwärtig unter Moränenbedeckung liegen, sind im nahen Steinbruch der Cementfabrik Holderbank gut aufgeschlossen (vgl. S.60f.). Der ganze Schichtkomplex ist erstmals von A. RENGGER (1829) «Lettstein» genannt worden. Diese Bezeichnung wurde von F. MÜHLBERG (in ALB. HEIM 1919, Bd.1, stratigraphische Tabelle über den Malm) wieder aufgegriffen. Der Name ist aber völlig in Vergessenheit geraten, nicht zuletzt deswegen, weil MÜHLBERG selbst auf seinen Karten den Namen Effinger Schichten brauchte. Diese Bezeichnung ist in der Literatur weit verbreitet und deshalb dem älteren Namen vorzuziehen. Den Mergeln der Effinger Schichten sind mehrere Bankfolgen von mergeligen Kalke bis Kalke eingelagert. Im Aargau lassen sich einige von ihnen über grössere Strecken verfolgen (Taf. XIX). Besonders hervorzuheben ist die Bankfolge 37/37 (Taf. XVII). Diese ist im ganzen Aargauer Tafeljura und im Aargauer Kettenjura von Aarau bis an die Reuss im Massstab 1:25000 kartierbar (siehe H. JÄCKLI 1967*). Deshalb ist es erwünscht, für diese Schicht einen formellen Namen einzuführen. Im Steinbruchgebiet der Jura-Cement-Fabriken Wildegg wird die Schicht seit langem Gerstenhübel-Kalk genannt, nach einem heute teilweise abgetragenen Hügel östlich des Jakobsberges (siehe auch JÄCKLI 1967, S.6).

Es wird vorgeschlagen, die Bankfolge 37/37 als Unterabteilung der Effinger Schichten Gerstenhübel-Schicht zu nennen. Ob die kalkigen Bankfolgen 14/77–106 (Gschlif bei Günsberg) und 87/71–87 (Eichberg bei Blumberg) mit der Gerstenhübel-Schicht gleichgesetzt werden dürfen, kann gegenwärtig nicht entschieden werden (Taf. XIX).

Die Abgrenzung der Effinger Schichten gegen das Liegende ist bereits erörtert worden. Die Grenze gegen die hangenden Geissberg-Schichten wird unten besprochen. Die seitliche Abgrenzung braucht hier nicht diskutiert zu werden, da die Effinger Schichten im ganzen Untersuchungsgebiet vorkommen. Der Übergang zur Korallenfazies im NW ist kürzlich von M. A. ZIEGLER (1962) detailliert dargestellt worden (siehe auch M. A. ZIEGLER & R. TRÜMPY 1964). Nach NE lassen sich die Effinger Schichten bis ans Lochengebiet verfolgen. Sie sind, wie schon MOESCH bemerkt, das gleichförmigste Schichtglied des untersuchten Gebietes.

Über Alter und Korrelation gibt Tab. 9, S. 104 Auskunft.

c) Geissberg-Schichten

MOESCH führte den Namen Geissberg-Schichten 1857 ein. Er bezieht sich auf den Villiger Geissberg nördlich von Brugg, Kt. Aargau. MOESCH verstand darunter die ganze Folge gebankter Kalke über den Effinger Schichten bis hinauf an die Untergrenze der Badener Schichten. 1867 (S. 145) beschränkte er die Bezeichnung «Geissbergschichten» auf «die regelmässig geschichteten gelben Kalkbänke, welche über den grauen Effingerschichten sich in einer Mächtigkeit von ca. 30 m bis zu den Oolithbänken der Crenularisschichten erheben». Die fragliche Schichtfolge ist im obersten Teil des Zementsteinbruches westlich vom Gabechopf am Villiger Geissberg aufgeschlossen. Da dort wegen des rasch fortschreitenden Abbaues die Bankung nicht oder nur ungenügend erkannt werden kann, hält man sich besser an den ausgezeichneten Aufschluss im Anriss westlich von Villigen, am Nordhang des Besserstein-Bergsporns (Profil 63, Koord. 658.050/264.240). Hier sind die oberen Effinger Schichten, die Geissberg-Schichten und deren Hangendes lückenlos aufgeschlossen, doch ist die Begehung des Profils nur am Seil möglich.

Die Abgrenzung der Geissberg-Schichten gegen oben gibt an diesem Aufschluss zu keinen Zweifeln Anlass. Sie wird auf S. 69 besprochen. Unklar ist die Grenzziehung gegen die liegenden Effinger Schichten. MOESCH nennt als Mächtigkeit der Geissberg-Schichten 30 m und betont ihre gelbliche Farbe gegenüber den blaugrauen Effinger Schichten. Die gelbliche Gesteinsfarbe beginnt aber im Profil 63 erst 3,5 m unter den Crenularis-Schichten, während an der Lägern und bei Mellikon die blaugraue Farbe bis weit hinauf in die Kalke der oberen Oxford-Stufe vorkommt und deshalb zur Abgrenzung dieser lithostratigraphischen Einheiten nicht verwendet werden kann. Auch der Karbonatgehalt des Gesteins ist kein geeignetes Unterscheidungsmerkmal, da er wegen der geringen Unterschiede nicht einmal bei vorliegenden Analysenresultaten zur Abgrenzung verwendet werden kann (vgl. Profil 62, Taf. XVII). Die Bankung hat den Nachteil, dass sie nur in Naturaufschlüssen und seit längerer Zeit aufgelassenen Steinbrüchen vollständig zu erkennen ist. Es bleibt das morphologische Verhalten der Gesteine. Wände werden im ganzen Aargau nur von den dickbankigen Kalken gebildet, die im Profil 62 (Taf. XVII) die Nummern 7–30 tragen. Während die Mächtigkeit der kalkreichen Bänke in den gesamten Effinger Schichten 30 cm selten übersteigt, ist sie in dieser Bankfolge nie geringer als 30 cm und häufig 1 m oder grösser. Der Karbonatgehalt ihrer Bänke liegt mit wenigen Ausnahmen (62/20) über 90%, während die Bänke der liegenden mergeligen Kalke und Mergelkalke nur selten Werte von 90% oder darüber erreichen (Steinbruch am Gabechopf und Profil 37).

Diese wandbildenden Kalke mit Bankmächtigkeiten, die häufig mehr als 1 m betragen, beginnen im Anriss westlich von Villigen mit scharfer Grenze und einem Überhang von mehr als 3 m über die liegenden Kalkmergel und mergeligen Kalke. Sie sind auf der Südseite des Besserstein-Bergsporns, im Bachbett unterhalb des Schrannechopf, ebenfalls mit den Grenzen gegen Liegendes und Hangendes aufgeschlossen (Profil 62, Taf. XVII). Da dieser Aufschluss gut zugänglich ist, wird vorgeschlagen, die zusammen 13,5 m mächtigen Schichten 62/7–30 Geissberg-Schichten zu nennen und Profil 62 zur Typuslokalität zu erklären.

Die Geissberg-Schichten unterscheiden sich von den hangenden Wangener und Letzi-Schichten durch ihren meist rauhen Bruch. Es können aber in den oberen Geissberg-Schichten einige Bänke an fast glatten Flächen brechen, während die porösen Kalke der oberen Wangener Schichten (62/54–58) rauhen Bruch zeigen.

Die Geissberg-Schichten unterscheiden sich mikroskopisch von den Wangener und Letzi-Schichten durch einen höheren Gehalt an detritischem Quarz und vor allem dadurch, dass sie wenig Glaukonit führen. Glaukonit fehlt in den Wangener Schichten ganz und ist in den Letzi-Schichten nur in den obersten 2–4 m vorhanden.

Die Geissberg-Schichten kommen im ganzen Aargauer Jura vor. Sie treten im NE erstmals im Steiggraben auf (Profil 74, 1,7 km ENE der Küssaburg). Sie bestehen dort aus einer 6,30 m mächtigen Folge von dünnbankigen Kalken. Ihre Mächtigkeit beträgt in einem Anriss unterhalb des Bistig, 1 km südlich von Rekingen (Profil 69), 6,50 m und steigt gegen SW langsam an. Die Geissberg-Schichten lassen sich nach Westen bis an den Born bei Olten verfolgen. Im Zementsteinbruch am Born (Profil 21, Taf. XVIII) beginnen sie mit einer charakteristischen, 0,45 m mächtigen Bank von glatt brechendem, graubraunem Kalk mit Bruchschill (21/17, siehe S. 75). Der liegende, 4,5 m mächtige Mergelkalk der obersten Effinger Schichten ist dort reich an den Muscheln *Isognomon* und *Ostreiden*. Dieser entspricht vermutlich der «Brachiopodenbank» von L. KEHRER (1922, S. 14). Die Bank 21/17, die die «Brachiopodenbank» nach oben abschliesst, ist ein lokaler Leithorizont, der auch beim Oltener Hauptbahnhof (Profil 22) und im Heidenloch (Profil 25, nordöstlich von Oftringen) auftritt und sich ostwärts bis über Aarau hinaus verfolgen lässt (Taf. XIX). Im Heidenloch ist die Bank 0,30 m mächtig (25/11) und führt neben *Ostreiden* auch *Brachiopoden*. Sie tritt nochmals im alten Zementsteinbruch 1 km süd-südöstlich von Küttigen (31/20) als 0,10 m mächtiger, mergeliger Kalk auf, der an der Schichtunterfläche mit feinkörnigem Pyrit bekrustet ist. Die Bank ist teilweise reich an Bruchschill und enthält wenig sehr feinkörnigen Glaukonit sowie *Ostreiden*. Während am Born und in Olten (Profile 21 und 22) die Geissberg-Schichten mit diesem Leithorizont beginnen, liegen im Heidenloch unter ihm noch drei insgesamt 1,85 m mächtige Kalkbänke in der Fazies der Geissberg-Schichten. Im Zementsteinbruch bei Küttigen beginnen die dickbankigen Geissberg-Schichten erst 7 m über dem Leithorizont. Wenn man annimmt, dass dieser isochron sei, dann ist die Grenze zwischen den Effinger und Geissberg-Schichten im Raume Aarau–Olten heterochron. Sie ist es wahrscheinlich im ganzen Verbreitungsgebiet der Geissberg-Schichten. Die grosse Mächtigkeitszunahme der Geissberg-Schichten bei Baden kommt vermutlich dadurch zustande, dass die oberen Effinger Schichten kalkreich werden. Westlich vom Born und östlich des Steiggraben gehen die Geissberg-Schichten mit grosser Wahrscheinlichkeit seitlich in die Fazies der Effinger Schichten über. Sie können deshalb als eine kalkige Regionalfazies der obersten Effinger Schichten angesehen werden (siehe S. 98).

Alter und Korrelation: Tab. 9, S. 104.

3. Villiger Formation

Definition: Die Villiger Formation umfasst im Aargau die Crenularis-, Wangener und Letzi-Schichten und nördlich des Rheins die Hornbuck-, Küssaburg- und Wangental-Schichten.

Typuslokalität: Schrannechopf (Geissberg) westlich von Villigen, Kt. Aargau (Koord. 657.680/264.020).

Typusprofil: Nr. 62, siehe Taf. XVII; beginnt mit Schicht 62/7 und schliesst mit Schicht 62/120.

a) *Crenularis-Schichten*

MOESCH führte 1863 den Namen Crenularis-Schichten ein. 1867 bezeichnete er damit «oolithreiche, grünliche, oder röthlich gefärbte Bänke, über den Geissbergsschichten, ...» (S. 150). Auf S. 152 spricht er von den «schiefrigen Bänken des *Rhabdocidaris caprimontana*, die über den eigentlichen Crenularis-schichten» liegen. Auf S. 153 gibt er an, dass er beide Schichten zusammen als «Crenularisschichten» bezeichne und dass deren Mächtigkeit am Geissberg 3 m betrage. Es können damit nur die Schichten 62/31–37 gemeint sein, obschon diese keine Ooide enthalten. Gesteine mit Ooiden kommen in den Crenularis-Schichten tatsächlich vor, aber nur im Gebiet des Bözberg, z. B. an der Bözbergstrasse zwischen Effingen und der Bözberg-Passhöhe (58/5) und in einem Steinbruch am Hundruggen nordwestlich von Linn (57/14).

Im DS 57/14 bestehen die bis 900 μ grossen Ooide aus mikrokristallinem Kalzit mit Korngrössen von bis zu 5 μ . Sie zeigen undeutlich gegeneinander abgegrenzte, konzentrische Schalen und enthalten als Kerne Fossiltrümmer oder ganze Lenticulinen. Bahamide von 40–1000 μ Durchmesser sind stets häufiger als die Ooide. Schwammnadeln sind selten. Der Zement zeigt eine Mosaikstruktur aus mittel- bis grobkristallinem Kalzit (Sparit). In Nestern kommt als Zement mikrokristalliner Kalzit vor. Da in diesen Bereichen die Häufigkeit der Ooide und Bahamide oft weit unter 60% liegt, während in den Bereichen mit sparitischem Zement die Partikel dicht gepackt sind und sich gegenseitig eindrücken, ist der Sparit als Sekundärzement zu betrachten. Er enthält keinen detritischen Quarz, im Gegensatz zum primären mikrokristallinen Zement und den Ooiden und Bahamiden. Mit den oolithischen Kalkareniten sind im Bözberg-Gebiet solche vergesellschaftet, deren Komponenten grösstenteils aus gut gerundeten Fossiltrümmern und ganzen Lenticulinen bestehen, die oberflächlich mit mikrokristallinem Kalzit umkrustet sind (Taf. V, Abb. 22). Der Zement ist gleich wie bei den oolithischen Kalkareniten.

Diese Kalkarenite sind z. T. glaukonitfrei. Sie bilden eine Lokalfazies, die nur im Bözberg-Gebiet vorkommt (vgl. Fig. 8). Man kann also MOESCH zustimmen, wenn er die «Caprimontanaschichten» mit den «eigentlichen Crenularisschichten» im Begriff «Crenularisschichten» zusammenfasst. Da im Profil 62 genau bekannt ist, was MOESCH dort unter Crenularisschichten verstanden hat, und weil die Fazies an diesem Aufschluss für den Grossteil des Verbreitungsgebietes dieser Schichten repräsentativ ist, wird vorgeschlagen, die Schichten 62/31–37 Crenularis-Schichten zu nennen und Profil 62 zur Typuslokalität zu erklären. Der Name Crenularis bezieht sich auf den Seeigel *Hemicidaris crenularis* LAM., dem MOESCH als biostratigraphisches Korrelationsmittel grossen Wert zugemessen hat. Der Schichtname hat in der Literatur grosse Verbreitung gefunden. Deshalb wird auf die Einführung eines neuen, geographischen Namens verzichtet, obschon *H. crenularis* in den Crenularis-Schichten sehr selten und zudem für detaillierte Korrelationen nicht zu gebrauchen ist.

Die Crenularis-Schichten enthalten fast überall Schwämme, die aber meist schlecht erhalten sind. Oft sind Skeletteile oder einzelne Nadeln das einzige, was von ihnen erhalten ist. Auffällig sind ferner gut gerundete Kalkpartikel von blassgrüner Farbe (Taf. V, Abb. 21, siehe auch S. 33), die wahrscheinlich mit Glaukonit imprägnierte Kalkalgenknollen sind und normalerweise einen Durchmesser von 0,5 bis 2 mm (maximal bis 8 mm) haben. Im Bözberg-Gebiet sind bis mehrere Zentimeter grosse Knäuel von *Serpula* (*Cycloserpula*) *gordialis* SCHLOTH. sehr häufig (57/14). Fast überall sind die Crenularis-Schichten sehr reich an feinem Fossildetritus, wobei die gröberen Stücke oft rundum mumienartig von Kalkkrusten umgeben sind (S. 30).

Die grünliche und rötliche Gesteinsfarbe der Crenularis-Schichten, die MOESCH erwähnt, kommt auch in den Badener Schichten vor. Auch die Schwämme, die glaukonitimprägnierten Kalkknollen und der teilweise umkrustete Fossildetritus sind beiden Schichten gemeinsam, und auch der Glaukonit kommt in beiden in etwa derselben Häufigkeit und Ausbildung vor. Ein gutes Unterscheidungsmerkmal der Schichten bietet nur der Fossilinhalt, vor allem dessen Zusammensetzung (Tab. 6 und 7). Während man in den Crenularis-Schichten – ausser in der Lägerkette östlich der Reuss – fast in jedem Aufschluss Pholadomyen findet, oft in sehr grosser Zahl, fehlen diese in den Badener Schichten des Aargauer Jura fast ganz. In den Crenularis-Schichten sind Ammoniten nicht häufig, während man in den Badener Schichten schon in kleinen Aufschlüssen mit Sicherheit Ammoniten findet, deren Steinkerne oft mit einer dünnen Glaukonitkruste überzogen sind. Schwammbioherme, wie sie in den Crenularis-Schichten von Baldingen über Mellikon und den Rhein bis in den Klettgau vorkommen, fehlen in den Badener Schichten vollständig.

Die untere Grenze der Crenularis-Schichten zieht man im ganzen Aargau am besten mit der ersten deutlich korrodierten Schichtfläche im Dach der Geissberg-Schichten, über der das Gestein reich an Fossildetritus wird und rauh und knollig anwittert. Die Obergrenze nimmt man an der Oberfläche der höchsten glaukonitführenden Bank an. Dies lässt sich überall gut durchführen, wo die Wangener Schichten keine Schwämme enthalten. Bei Baldingen südwestlich von Zurzach, bei Unterendingen und westlich der Stadt Baden führen aber auch die Wangener und Letzi-Schichten Schwämme. An diesen Orten können die Crenularis-Schichten nur dank ihrem Glaukonitgehalt von den hangenden Wangener Schichten unterschieden werden, da letztere stets frei von Glaukonit sind. Der Fazieswechsel von den

Hornbuck-Schichten zu den Crenularis-Schichten konnte wegen der Aufschlussverhältnisse nicht abgeklärt werden.

Die glaukonitische Fazies der Crenularis-Schichten tritt, von NE kommend, erstmals im Steiggraben ost-nordöstlich von Zurzach auf (Profil 74). Sie beginnen dort mit einer 3,40 m mächtigen Bank von glaukonitfreiem Schwammkalk, über dem vier glaukonitführende Bänke mit Schwammappen und Tuberoiden liegen. Die Bänke gehen seitlich in ein kleines Schwammbioherm über. Im nächsten Graben, östlich vom Steiggraben, findet man anstelle der Crenularis-Schichten nur noch eine gut 5 m mächtige Folge von grauen, rauh brechenden Mergelkalk-Bänken mit mergeligen Zwischenlagen. Die Crenularis-Schichten stehen also mit den Hornbuck-Schichten nicht in direktem Kontakt (vgl. S. 57). Vom Steiggraben nach SW nimmt die Mächtigkeit der Crenularis-Schichten auf mehr als 10 m zu. Im Steinbruch der Schweizerischen Sodafabrik westlich von Mellikon (Profil 70) sind in den Crenularis-Schichten Schwammbioherme von bis zu 17 m Mächtigkeit aufgeschlossen (Taf. XVII, Profil 70 und Taf. VI, Abb. 23). Eine erhöhte Mächtigkeit zeigen die Crenularis-Schichten noch bei Baldingen (Profil 69), während sie von Unterendingen an über Würenlingen, den Villiger Geissberg, Auenstein (bei Wildeggen), Aarau und Schönenwerd eine ziemlich gleichförmige Mächtigkeit von 3–4 m haben. Die geringsten Mächtigkeiten wurden im SE gefunden: Ostende des Chestenberg 0,95 m, Ostende des Eiteberg 0,40 m, Strassentunnel in Baden 0,85 m.

Das Verhältnis der Crenularis-Schichten zum Oltener Korallenkalk wird auf S. 75 und 99 besprochen. MOESCH bezog diesen in die Crenularis-Schichten ein (siehe auch L. KEHRER 1922). Da der Korallenkalk als Riffbildung eine ganz andere Lithologie hat und vermutlich schon in zeitlichen Äquivalenten der Geissberg-Schichten beginnt (Profil 21, Taf. XVIII) und bis in Äquivalente der Letzi-Schichten hinaufreicht, muss die Westgrenze des Areals der Crenularis-Schichten entlang dem SE-Rand des Riffes, d. h. auf einer Linie gezogen werden, die südlich von Olten zwischen dem Säli und dem Heidenloch durchläuft und in ziemlich genau nordöstlicher Richtung östlich an Dulliken vorbei gegen das Westende des Dorfes Niedergösgen zieht. Östlich vom Chestenberg lassen sich die Crenularis-Schichten in normaler Fazies bis an den Eiteberg verfolgen. Weiter im Osten führen sie keine Pholadomyen mehr, der Gehalt an Schwämmen nimmt ab und gleichzeitig wittern die Schichten nicht mehr so rau und knollig an wie im zentralen Aargauer Jura. In dieser Ausbildung gehen die Crenularis-Schichten bis ans Westende der Lägern, wo sie 1,55 m mächtig sind (vgl. MOESCH 1867, S. 151 und Profil 50). SENFTLEBEN (1923, S. 58) bestreitet, dass die Crenularis-Schichten in Baden und an der Westlägern zu erkennen seien. Deshalb wurden diese im Süd- und Nordschenkel der Lägernkette von der Reuss nach E kartierungsmässig verfolgt. Dabei wurden die Crenularis-Schichten in allen Aufschlüssen der oberen Oxford-Stufe zwischen Reuss und Limmat gefunden und noch über die Limmat hinaus bis östlich des Burghorn an der Lägern. Die Mächtigkeit variiert im Raume Baden stark. Während im Steinbruch Hunds buck (Profil 46) gut 4 m gebankter Kalk gemessen worden sind, waren es im neuen Strassentunnel unter dem Stein (Profil 49) nur noch 0,85 m. An der Westlägern sind die Crenularis-Schichten fast schwammfreie, normale Bankkalke, die sich nur in ihrem relativ hohen Glaukonitgehalt (bis zu 3%) vom Hangenden und Liegenden unterscheiden.

Die Verhältnisse in den Steinbrüchen von Baden-Oberstadt (Profil 47) haben Anlass zu verschiedenen Deutungen gegeben. MOESCH (1867, S. 185) erwähnt das Vorhandensein der Crenularis-Schichten an dieser Lokalität, während SENFTLEBEN (1923, S. 58) behauptet, dass man hier von einer «eigentlichen Crenularis-Schicht» nicht mehr sprechen könne. 1961, zur Zeit der Aufnahme von Profil 47, war bei Koord. 664.750/258.050 als Tiefstes der obere Teil eines kuppelförmigen Schwammbioherms aufgeschlossen, dessen Flanken vor der tektonischen Verstellung eine Neigung von 10–25° hatten. Der erhebliche Gehalt an feinkörnigem, dunkelgrünem Glaukonit macht es sehr wahrscheinlich, dass das Gestein den Crenularis-Schichten angehört, doch liess sich dies nicht mit Ammoniten belegen. Darüber folgen 3,65 m dickbankige Schwammkalke. Die obersten 10 cm der obersten Bank (47/7) sind stark schwammt und führen sehr wenig feinkörnigen Glaukonit. Es könnte sich um die Knollen-Schicht handeln. Die Falten, die SENFTLEBEN auf S. 49 erwähnt, sind vermutlich durch in der Tiefe verborgene Schwammbioherme der Crenularis-Schichten bedingt, haben also mit Tektonik nichts zu tun. Die Bänke über dem oben erwähnten Bioherm sind domartig aufgewölbt (Profil 47, Taf. XVII). Erst etwa 7 m über

dem Scheitel des Bioherms klingt diese Aufwölbung aus. Eine sehr schöne «Falte» ist an der Südwand des sog. Nationalbahn-Einschnittes bei Koord. 664.830/258.020 aufgeschlossen. Es handelt sich zweifellos um eine Aufwölbung über einem in der Tiefe verborgenen Schwammbioherm.

Alter und Korrelation der Schichten: Tab. 9, S. 104.

b) Wangener Schichten

MOESCH nannte 1867 den ganzen Schichtkomplex zwischen den Crenularis- und den Letzi-Schichten Wangenerschichten, als deren obersten Teil er die «Knollenschichten» ausschied (S. 169). Er ergänzt (S. 163), dass die Gesteinsfarbe an der Lägern hellgrau sei. Bei Würenlingen seien nur die untersten drei Bänke der Wangener Schichten hellgrau.

MOESCH fährt weiter: «Von hier [Würenlingen] westlich fortsetzend verschwindet bald jede Färbung; ein blankes Weiss, wie das der Kreide von Rügen, wird für die Stufe leitend ...». 1857 (S. 7) drückte er sich genauer aus: «Bei Lauffohr und an mehreren Stellen des Bözbergs tritt eine meterdicke Schicht auf, weiss wie die Kreide von Rügen, ...». Dass diese porösen (siehe S. 62), kreideähnlichen Kalke eine Lokalfazies des unteren Aaretals und des Bözbergs sind, geht aus Taf. XIX und Fig. 9 der vorliegenden Arbeit hervor. Ein sehr ähnliches Gestein tritt westlich von Olten am nördlichen Born und in der Bachschlucht oberhalb von Wangen auf, also ebenfalls auf kleinem Raum (vgl. Fig. 11). Dies veranlasste MOESCH 1867, die «Weissen Kalke» des Aargau (MOESCH 1863) mit denjenigen westlich von Olten gleichzusetzen und Wangener Schichten zu nennen, wobei die Steinbrüche am Nordende des Dorfes Wangen, Koord. 632.330/244.080 als Typuslokalität zu betrachten sind (MOESCH 1867, S. 165).

Während die obere Oxford-Stufe von Hägendorf an westwärts lithostratigraphisch so gut gegliedert werden kann wie im Aargau (Taf. XIX), liegen die kreidigen Kalke von Wangen mitten im Streifen des Faziesübergangs in der oberen Oxford-Stufe, wo diese nicht detailliert gegliedert werden kann. Sie liegen über und wahrscheinlich auch neben den Riffkalcken von Olten. Vereinzelt führen sie Korallen und Hydrozoen, während Ammoniten bis heute nicht bekannt geworden sind. Die Steinbrüche unmittelbar nördlich des Dorfes Wangen sind nach 1963 zugeschüttet worden. Sie kommen schon deshalb als Typuslokalität nicht mehr in Frage.

F. MÜHLBERG wendete auf seinen geologischen Karten den Begriff Wangener-Schichten ohne Angabe von Gründen auf den ganzen Schichtstoss zwischen Crenularis- und den Badener Schichten an. MÜHLBERG (1905, S. 506) gibt für die Wangener Schichten am Geissberg eine Mächtigkeit von 42 m an und bemerkt, dass «die untersten Bänke oft etwas ockerfarbig mit bräunlichen Flecken sind». Dass damit nur der obere Teil von Bank 62/58 und die Bank 62/59 (Taf. XVII) gemeint sein können, geht aus seiner Karte (F. MÜHLBERG 1904*) hervor: In den Erläuterungen gibt er auf S. 507 an, dass die «Crenularis-Schichten» den Fahrweg von Villigen auf den Geissberg auf «zirka 525 M.» Meereshöhe schneiden, zeichnet sie jedoch auf der Karte oberhalb der Biegung des Weges um den Schrannechopf auf etwa 535 m ü. M. ein (diese Höhe stimmt mit der Landeskarte 1:25000 überein). Genau dort schneidet aber der Weg Bank 62/59. MÜHLBERG lässt also hier seine «Wangener-Schichten» mit der Knollen-Schicht beginnen: Aus der Mächtigkeitsangabe von 42 m folgt, dass er zu ihrer Bestimmung einfach die Höhendifferenz von der Knollen-Schicht bis auf die höchste Erhebung des Schrannechopf aus der Karte abgelesen hat. Auf diese Weise bezog er in seine «Wangener-Schichten» die Knollen-Schicht, die Letzi-Schichten, die ganzen Badener Schichten und die dort erhaltenen tiefsten 10 m der Wettinger Schichten ein, nicht aber die Wangener Schichten, obwohl MOESCH (1867*) auf seiner Karte dort Kimmeridge-Gesteine eingetragen hat. Daraus geht auch hervor, dass MÜHLBERG die kreidigen Kalke der Wangener Schichten, d. h. die Schichten 62/54–58 als «Crenularis-Schichten» betrachtet hat, obschon die Crenularis-Schichten am Weg in normaler Ausbildung auf etwa 510 m ü. M. gut aufgeschlossen sind. Es ist sehr wahrscheinlich, dass F. MÜHLBERGS verfehlte Interpretationen an dieser Lokalität zu der irreführenden Beschreibung der Crenularis-Schichten in ALB. HEIM (1919, Bd. 1, Stratigraphische Tabelle über den Malm, Spalte Aargauer Kettenjura) geführt haben.

Schon aus Prioritätsgründen ist es besser, wenn man die Wangener Schichten so fasst wie MOESCH (1867). Da im Profil 62 am Villiger Geissberg genau bekannt ist, was MOESCH dort unter «Wangenerschichten» verstanden hat, weil die so gefasste Einheit durch den ganzen Aargau verfolgt werden kann

und das genaue Korrelat der Küssaburg-Schichten ist, wird vorgeschlagen, die Schichten 62–59 Wangener Schichten zu nennen und Profil 62 zur Typuslokalität zu erklären. Die als Leithorizont wichtige Bank 59 wird neu Knollen-Schicht genannt, obwohl MOESCH unter «Knollenschichten» im Profil 62 nur die korrodierte Schichtfuge mit Kalkknollen zwischen den Bänken 58 und 59 verstanden hat. Diese gibt MOESCH (1863) von Endingen, Würenlingen, vom Geissberg, der Ifluh, von Scherz und von Baden an und ergänzt 1867, S. 169, «dass diese Knollenschicht als mehr oder weniger mächtige locale Ausscheidung zu betrachten ist...». Demgegenüber ist die Bank 59 ein glaukonitischer Leithorizont erster Ordnung (vgl. S. 57).

Dies rechtfertigt die Umdeutung des Schichtnamens, obschon dieser den Gesteinscharakter der Bank nur für ein kleines Gebiet, und auch da nur für deren Basis, zutreffend charakterisiert.

Die Knollen-Schicht ist im Steigraben (Profil 74) als 1,60 m mächtiger, schwach glaukonitischer Schwammkalk entwickelt. Die Mächtigkeit nimmt nach SW zu und erreicht bei Mellikon (Profil 70) ein Maximum von 4,75 m. Das Gestein ist dort von den Crenularis-Schichten kaum zu unterscheiden. Am Iberig (Profil 65) ist die Schicht noch 0,65 m mächtig und auf dem Bözberg 0,10 bis 0,20 m. Am Ostende des Eitebergs (Profil 44) enthält die oberste Bank der Knollen-Schicht an der Oberfläche zahlreiche Brachiopoden. Am Villiger Geissberg (S. 63) ist eine Brachiopodenbank 1 m über der Knollen-Schicht vorhanden, während östlich von Schönenwerd direkt unter der Knollen-Schicht eine Bank liegt, deren unterer Teil zu mehr als 50% aus Brachiopoden besteht. Von hier westwärts bis ins Heidenloch fällt der Glaukonitgehalt der Knollen-Schicht bis auf Null. Der Glaukonit ist das konstanteste Merkmal dieser Schicht. Da die Wangener und Letzi-Schichten (abgesehen von den obersten Bänken) keinen Glaukonit enthalten, kann er als Leitmineral herangezogen werden. Sein Wert wird allerdings dadurch vermindert, dass er fast überall feinkörnig und wenig häufig ist (S. 50).

Östlich der Küssaburg führt die Knollen-Schicht nur ausnahmsweise Schwämme. Die Schichtflächen sind nicht immer korrodiert wie im Aargau. Oft besteht die Schicht aus normalen Bänken, die erst beim Anschlagen den Glaukonitgehalt zeigen, an dem sie erkannt werden können.

Die Wangener Schichten in kreidiger Fazies können im Aargau mit keinem anderen Gestein verwechselt werden. Mit abnehmender Porosität geht die Gesteinsfarbe von weiss nach gelblichweiss. Man beobachtet alle Übergänge zu den hell-gelblichgrauen, porenarmen und glatt brechenden Bankkalken, die die Normalfazies der Wangener Schichten darstellen. Diese sind den oberen Geissberg-Schichten sehr ähnlich und können von den Bankkalken der Letzi-Schichten kaum unterschieden werden.

Die Wangener Schichten beginnen mit der ersten glaukonitfreien Kalkbank über den Crenularis-Schichten und enden mit der obersten glaukonitischen Bank der Knollen-Schicht. Zwischen dem Rhein und der Küssaburg gehen die Wangener Schichten allmählich unter starker Mächtigkeitszunahme in die Küssaburg-Schichten über. Westwärts lassen sie sich bis nach Schönenwerd verfolgen. Zwischen Schönenwerd und Olten stossen die Wangener Schichten mit vermutlich scharfer Grenze an den Oltener Korallenkalk. Im Heidenloch (Profil 25) beträgt ihre Mächtigkeit rund 6 m. Sie sind dort reich an feinem organogenem Detritus. Bei Wöschnau sind sie 5 m und im Tafeljura 10 m mächtig.

Da die Wangener Schichten den oberen Geissberg- und den Letzi-Schichten stark gleichen und da alle diese drei Schichtglieder fossilarm sind, ist eine sichere Abgrenzung nur in Aufschlüssen möglich, in denen die Crenularis-Schichten und die Knollen-Schicht zu sehen sind. In der Gegend von Baden und an der Lägern wird dies dadurch erschwert, dass die Crenularis-Schichten östlich des Burghorns den Glaukonit rasch verlieren und am Ostende der Lägern, in den Steinbrüchen nördlich Regensberg (Profil 54), als atypische, mikrokristalline Bankkalke ausgebildet sind, die sich vom Liegenden und Hangenden nicht unterscheiden lassen. Dort ist zuunterst eine 16 m mächtige Folge von regelmässig gebankten, glatt brechenden Kalken aufgeschlossen, mit Bankmächtigkeiten von 10–40 cm. Der Kalk ist tief blaugrau gefärbt. In den obersten drei Metern wird die Färbung wolkig-unregelmässig, was aber nicht durch Schwämme bedingt ist, wie F. MÜHLBERG (1902, S. 268) glaubt. Über einer markanten, 3 cm mächtigen Mergellage folgen 9 m mikrokristalline Bankkalke mit Bankmächtigkeiten von 10 bis 80 cm. Darüber liegt ein sehr glaukonitreicher, 5 cm mächtiger Mergel mit Schwämmen und über diesem eine 0,55 m mächtige Bank mit rotbraunen Schwammlappen, Tuberoiden und ziemlich viel feinkörnigem Glaukonit. Dies ist wahrscheinlich die Knollen-Schicht. Die Bankfolge unter dieser bis hinab zu der mar-

kanten Mergellage wird als Wangener Schichten betrachtet, während die Bankfolge darunter zu den Geissberg-Schichten gestellt wird. Alle diese Kalke sind sehr fossilarm.

Die Knollen-Schicht lässt sich von Dielsdorf westwärts bis zur Ruine Altlägern verfolgen. Weiter westlich tritt sie mit Sicherheit erst wieder am Ostende des Eiteberg auf. Im Raume Baden und an der West-Lägern konnte die Knollen-Schicht bisher nicht aufgefunden werden (vgl. unten). Deshalb können in diesem Gebiet die Wangener Schichten von den Letzi-Schichten nicht unterschieden werden.

Alter und Korrelation der Wangener Schichten: siehe Tab.9 (S. 104) und Taf. XIX.

c) *Letzi-Schichten*

MOESCH führte 1867 für die Bankkalke über der Knollen-Schicht und unter den «Kalk- und Thonkalkniederschlägen» der Badener Schichten den Namen Letzischichten ein. Er bezieht sich auf die heute aufgefüllten Steinbrüche der Letzi auf dem Bözberg (Koord. 652.130/262.070), die als Typuslokalität zu gelten haben. Das Gestein ist dort eine Zeitlang als lithographischer Kalk ausgebeutet worden. Ein Aufschluss, wo diese Folge mit dem Kontakt zum Liegenden und Hangenden vollständig aufgeschlossen ist, befindet sich gegenwärtig im Steinbruch der Schweizerischen Sodafabrik bei Mellikon (Profil 70). Da bei Steinbrüchen damit gerechnet werden muss, dass sie nach der Ausbeutung aufgefüllt werden, ist für eine neue Typuslokalität der beste natürliche Aufschluss der Letzi-Schichten vorzuziehen. Dieser befindet sich am Villiger Geissberg, im Tälchen südwestlich vom Besserstein. Es wird vorgeschlagen, die Schichten 62/60–120 Letzi-Schichten zu nennen und Profil 62 zur Typuslokalität zu erklären.

Die Letzi-Schichten sind im ganzen Verbreitungsgebiet – ausser der Gegend westlich von Baden – sehr gleichförmige, deutlich gebankte Kalke, die vorwiegend an glatten Flächen brechen. Es trifft nicht zu, dass die Schichten meist dünne Platten bilden und «zum Schieferneigen», wie dies MOESCH (1867, S. 175) angibt. Solche Kalke kommen nur in den obersten Küssaburg-Schichten des oberen Klettgau und Randen vor (z. B. Schicht 82/102, Taf. XVI). Die Letzi-Schichten lassen sich deshalb im Handstück und an kleineren Aufschlüssen meistens nicht von den Wangener Schichten unterscheiden, besonders da, wo die kreidige Lokalfazies der Wangener Schichten fehlt. Eine sichere Unterscheidung ist nur dann möglich, wenn der Aufschluss die Knollen-Schicht anschneidet. Da diese in Baden und an der Westlägern offenbar atypisch ausgebildet ist, müssen die Letzi-Schichten dort mit den Wangener Schichten zusammengefasst werden. Die untersten Bänke der Wettinger Schichten sind den Letzi-Schichten im Handstück und in der Bankung ebenfalls ausserordentlich ähnlich (vgl. G. SENFTLEBEN 1923, S. 59). Da diese in meist geringer Mächtigkeit über den Badener Schichten liegen, die sich morphologisch sehr stark bemerkbar machen, ist eine Verwechslung mit den Letzi-Schichten auch in kleinen Aufschlüssen kaum möglich.

Die Abgrenzung der Letzi-Schichten nach unten ist überall sehr gut durchzuführen, wo die Knollen-Schicht vorhanden ist. Die Abgrenzung nach oben ist weniger einfach, da die obersten 2 bis 3 m der Letzi-Schichten östlich von Wildegg wie die Badener Schichten Glaukonit und ziemlich viel organogenen Detritus führen. Am Chestenberg und Villiger Geissberg ist die Trennung dennoch sehr gut durchzuführen, da die Letzi-Schichten bis zuoberst sehr karbonatreich und damit wandbildend bleiben und da die knollig-rauh anwitternden, fossilreichen Badener Schichten mit einer plötzlich abnehmenden Wetterbeständigkeit einsetzen. Weniger scharf, aber doch gut sichtbar ist dieser lithologische Wechsel bei Mellikon (Profil 70). In Baden (Profil 47, Taf. XVII) liegt über der obersten, 0,75 m mächtigen Bank der Letzi-Schichten (Nr. 24) und der untersten fossilreichen, knollig-rauh anwitternden, typischen Bank der Badener Schichten (Nr. 34) eine 1,20 m mächtige Wechsellagerung von Mergeln und mergeligen Kalken von hell-gelblichgrauer Farbe und ziemlich glattem Bruch, deren Gesteinscharakter eine karbonatärmere Fazies der Letzi-Schichten ist. In der tiefsten Mergellage (47/25) hat G. SENFTLEBEN *Sutneria galar* (OPP.) gefunden (1923, S. 48, Profil III, Schicht 10, Fossil Nr. 94). Die Bestimmung des Stückes wurde in der Belegsammlung Senftleben nachgeprüft und konnte bestätigt werden. Somit gehört der tiefste Teil dieser Wechsellagerung noch in die Oxford-Stufe. Mit Rücksicht auf die Kartierbarkeit wird die ganze mergelige Folge der Schichten 47/25–33 mit SENFTLEBEN zu den Badener Schichten gestellt, da sie mit diesen eine ausgeprägte Kehle zwischen den Letzi-Schichten und den sehr ähnlichen unteren Wettinger Schichten bilden.

Die Letzi-Schichten haben im Aargau östlich von Wildegg eine ausserordentlich konstante Fazies. Nur westlich des Zentrums von Baden (Profil 47) ist ihre obere Hälfte stark verschwammt. Die Bänke zeigen dort bis zu 0,50 m hohe, biohermartige Aufwölbungen. Die Letzi-Schichten gehen nach NE ganz allmählich in die Wangental-Schichten über. Sie sind im Steiggraben östlich der Küssaburg noch typisch ausgebildet, und ebenso am oberen Ende des Brunnenloch-Grabens südlich von Geisslingen (Profil 75). Weiter gegen NE wechselt die Farbe zahlreicher Kalkbänke von hell-gelblichgrau nach einem hellen Blaugrau. Gleichzeitig werden sie teilweise porös und verwittern leichter als die Letzi-Kalke. Es ist am besten, die Folge vom ersten Auftreten dieser Bänke an Wangental-Schichten zu nennen, obwohl Bänke von typischer Letzi-Fazies noch im Mülitobel bei Osterfingen (Profil 78, Taf. XVI) auftreten.

Östlich von Olten stossen die unteren Letzi-Schichten mit vermutlich scharfem Fazieswechsel an den Oltener Korallenkalk. Ihr oberer Teil geht noch über diesen Riffkalk und die kreidigen Kalke von Wangen hinweg, was sich nordwestlich von Winznau (Profil 23) und nordwestlich vom Säli (Profil 24) beobachten lässt. Diese oberen Letzi-Schichten schliessen vermutlich direkt an die dickbankigen, mikrokristallinen Kalke des Gipfels der Höchi Flue an. Im Gebiet westlich von Aarau sind die obersten Letzi-Schichten frei von Glaukonit. Ihre Mächtigkeit beträgt im Heidenloch süd-südöstlich von Olten (Profil 25), in unmittelbarer Nähe vom Oltener Riff, 30 m. Zahlreiche Bänke sind dort sehr reich an feinem Fossildetritus. Von dort ostwärts nimmt die Mächtigkeit rasch auf 20 m ab. Westlich von Aarau sind die Letzi-Schichten dickbankiger als im Aargau. Im Aargauer Tafeljura und im unteren Klettgau sind die Schichten rund 25 m mächtig. An der Ostlängern beträgt die Mächtigkeit noch 12 m.

Über Alter und Korrelation der Letzi-Schichten geben Tab. 9 (S. 104) und Taf. XIX Auskunft.

4. Badener Schichten

Dieses von MOESCH (1867) als fossilreiche «Kalk- und Thonkalkniederschläge» ungenügend charakterisierte Schichtglied hat erstmals SENFTLEBEN (1923, S. 51, Profil 6) klar beschrieben. Es beginnt nur in der Region Baden schon in der Oxford-Stufe (S. 73) und kann deshalb kurz besprochen werden. MOESCH gibt keine Typuslokalität an, doch benannte er das Schichtglied wahrscheinlich nach einem Aufschluss am Südportal des damaligen Bahntunnels durch den Stein in Baden, der heute nicht mehr zugänglich ist. Die Badener Schichten beginnen im ganzen Aargau mit meist scharfer Grenze über den obersten schwach glaukonitischen Letzi-Schichten mit einem knollig und rau anwitternden, sehr fossil- und glaukonitreichen, mergeligen Kalk. Dieser ist am Geissberg (Schicht 62/121, vgl. Taf. XVII) 1,05 m und bei Mellikon (Schichten 70/120–124, vgl. Taf. XVII) 1,40 m mächtig. In Baden liegt darunter lokal eine Mergelkalk/Mergel-Wechselagerung (S. 73). Über dem oben erwähnten mergeligen, glaukonitischen Kalk liegt östlich von Wildegg ein 0,5 bis 1 m mächtiger, gelbbrauner bis rötlicher Mergel (Schichten 62/122 und 70/125), der von «Letzi»-ähnlichen, gebankten Kalken überlagert wird, die SENFTLEBEN mit Recht zu den Wettinger Schichten stellt. Diese führen an der Basis *Idoceras balderum* (OPP.) (Schichten 62/124 und 70/128). Diese Art scheint auf der Schwäbischen Alb und in der Nordschweiz – ähnlich wie die Sutnerien *galar* (OPP.) und *platynota* (REIN.) – nur während sehr kurzer Zeit gelebt zu haben, woraus folgt, dass der oberste Weissjura γ der Schwäbischen Alb den untersten Wettinger Schichten des Kantons Aargau entspricht.

Im Raum Schönenwerd–Olten–Egerkingen sollte man nicht mehr von Badener Schichten sprechen. Deren seitliche Äquivalente zeigen hier eine ganz andere Fazies. Man lässt sie am besten mit der ersten glaukonitführenden Bank über den hier völlig glaukonitfreien Letzi-Schichten beginnen. Diese ist in den Steinbrüchen südlich des Löhli (südlich von Däniken), auf der linken Talflanke als ein 0,50 m mächtiger, hell-bräunlichgelber, mikritischer Kalk ausgebildet, der zu fast 50% aus bis mehrere Zentimeter grossen, glaukonitimprägnierten Kalkalgenknollen besteht und ein Bruchstück von *Ataxioceras* geliefert hat. Eine Bank mit bis 1 cm grossen, glaukonitimprägnierten Kalkalgenknollen wurde bei Schönenwerd (Profil 28) 5 m über der Basis der Kimmeridge-Stufe gefunden.

Die Mächtigkeit der Äquivalente der Badener Schichten beträgt am Born (Profil 21) 15 m und nimmt westwärts weiter zu. Bei Geisslingen im unteren Klettgau beginnt die Mächtigkeit der Badener Schichten

nach NE ebenfalls zuzunehmen. Vom Lindenbuck an ostwärts nennt man sie Schwarzbach-Schichten (F.J. & L. WÜRTEMBERGER 1866), die im Klettgau und Randen den Badener Schichten fast genau entsprechen.

D. Solothurner Jura

I. Profile

1. Profil 21, Born (vgl. Taf. XVIII)

Das Profil wurde im Sommer 1962 am Seil an der SE-Wand des Zementsteinbruches am Born westlich von Olten aufgenommen (Koord. 633.900/242.280). Es erfasst als Tiefstes die obersten 30 m der Effinger Schichten. Von diesen sind die obersten 5,50 m (Schichten 9–16) ziemlich kalkreich. Die Schichten 11 und 12 enthalten eine reiche Fauna von Ostreiden und dysodonten Muscheln. Die Schichten 9–11 sind reich an feinkörnigem Eisensulfid und Quarzsand und führen wenig Glaukonit mit Korngrössen bis zu 90 μ . Die Schicht 11 enthält viel feinkörnigen Detritus von Muscheln, Echinodermen und Serpeln und führt Schwammnadeln, Lenticulinen und mit Eisensulfid imprägnierte Kotpillen. Die Geissberg-Schichten setzen mit einer charakteristischen, 0,45 m mächtigen, graubraunen Kalkbank mit glattem Bruch ein (Nr. 17). Das Gestein führt zahlreiche feine Pyritschnüre und -knöllchen. Der häufige, bis mehrere Millimeter grosse Fossildetritus ist z. T. mit einer dünnen, limonithaltigen Schicht von mikrokristallinem Kalzit umkrustet. Der Detritus stammt von Brachiopoden, Serpeln und Muscheln. Kantiger, detritischer Quarz ist ziemlich häufig (etwa 1%), in Korngrössen bis 100 μ . Selten kommt bis 90 μ grosser Glaukonit vor. Die Bank enthält Ostreiden. Es handelt sich um den auf S. 68 erwähnten lokalen Leithorizont.

Darüber folgen 11,5 m dickbankige, an ziemlich glatten Flächen brechende, mikrokristalline Kalke der Geissberg-Schichten. In Schicht 29 treten die ersten Korallen auf, zu denen sich in Schicht 30 bis mehrere Zentimeter dicke, hellgraue Schwarten von Hydrozoen gesellen.

In Schicht 32 treten neben Hydrozoenschwarten selten feinste, poröse Glaukonitkörner auf. Eine sehr ähnliche, schwach glaukonitführende Bank tritt beim Oltener Hauptbahnhof 11 m über dem Leithorizont an der Basis der Geissberg-Schichten auf und darf als Fortsetzung der Crenularis-Schichten betrachtet werden. Schicht 32 im Zementsteinbruch am Born liegt 9,70 m über demselben Leithorizont und kann somit ebenfalls mit den Crenularis-Schichten des Aargau korreliert werden. Das Gestein ist eine 1,10 m mächtige, weissgraue Bank von mikrokristallinem Kalkstein, von Tonhäuten durchzogen, und wittert deshalb knollig-linsig an. Es ist reich an feinkörnigem organogenem Detritus, vor allem von Hydrozoen, aber auch von Echinodermen, Serpeln und Schwammskeletten. Gelegentlich treten Pseudomorphosen von Kalzit nach Dolomit auf, die an der Oberfläche limonitreich sind. Detritischer Quarz ist selten.

Schicht 33 enthält vereinzelt Ooide. Schicht 35, ein gelblichweisser, mikrokristalliner Kalk, zeigt keinerlei Schichtung. Er behält im ganzen Steinbruch dieselbe Mächtigkeit und hat scharfe, ebene Schichtober- und Unterflächen. Er enthält bis zu 10 cm dicke und bis mehrere Meter breite, hellgrau-trübe Hydrozoenschwarten, z. T. mit Bewuchs von Serpeln, Bryozoen und sessilen Foraminiferen. Für diese Kolonieform wird die Bezeichnung Schwarte gewählt, da es sich nicht um Rasen im Sinne von VOGEL (1963) handelt, sondern um extrem in die Breite gewachsene, inkrustierende Stöcke. Daneben findet man Korallen, vor allem der Gattung *Thecosmilia*. Diese treten meistens als isolierte Kelche oder in Kolonien von wenigen Kelchen auf. Grössere Stöcke sind Seltenheiten. Im oberen Teil der Schicht war 1966 ein Thecosmilien-Stock von etwa 50 cm Höhe und Breite aufgeschlossen. Die Hydrozoenschwarten sind intensiv durchbohrt, vor allem von *Lithodomus*. Die Hydrozoen und Korallen, die zusammen weniger

als 10% des Gesteins ausmachen, sind teils gut erhalten, teils sind die Aragonitskelette nach der Einbettung in Kalkschlamm und dessen mindestens teilweiser Verfestigung partiell gelöst worden. Die schlamm-erfüllten, verfestigten Septenzwischenräume und Bohrloch-Füllungen bildeten in den so entstandenen Hohlräumen eine Brekzie. Die Hohlräume sind teilweise oder ganz mit grobkristallinem Sekundärkalzit erfüllt. Diese grösseren und kleineren primären Hohlräume dürften der Grund für das häufige Herauswittern von Höhlen aus diesem Gestein sein (vgl. KEHRER 1923, S. 15). In den tiefsten 2 m enthält die Schicht zahlreiche, bis 10 cm grosse Feuersteinknollen von rundlicher bis unregelmässiger Form. Eine mikroskopische Beschreibung dieses Gesteins findet sich auf S. 28.

Schicht 38 ist ein Biokalkarenit mit gut gerundeten Komponenten von bis zu 3 mm Durchmesser. Sie stammen, soweit bestimmbar, von Echinodermen (v. a. Echiniden), Muscheln und Serpeln. Untergeordnet treten Bryozoen und Foraminiferen auf. Kleinere Komponenten sind mit nicht orientiertem, mikrokristallinem Kalzit oolithisch umkrustet oder mit sessilen Foraminiferen (*Nubecularia*?) bewachsen. Die Grundmasse ist mikrokristallin und porös. Zuerst wird die Bank reich an *Entolium vitreum* ROEM. Gleichzeitig nimmt der Ooid-Gehalt zu, und die Grundmasse ist zum Teil ein grobkristalliner Kalzit-Sekundärzement.

Darüber wird das Gestein grauweiss bis rein weiss. Schicht 42, ein kreideweisser, poröser Kalk, zerfällt splittrig und färbt beim Anfassen weiss ab. Sie ist von der Schicht 62/57 (Taf. XVII, Geissberg) nicht zu unterscheiden. Die Schichten 45 und 46 enthalten von unten nach oben zunehmend Feuersteinknollen. Weiter oben nimmt die Porosität des Gesteins wieder ab, womit seine rein weisse Farbe einen grauen Ton bekommt.

Schicht 50 ist ein heller, bräunlich bis grünlicher, rauh brechender Kalk mit viel ziemlich grobkörnigem, von blossen Auge sichtbarem, unregelmässig verteiltem Glaukonit. Die Bank kann stellenweise fast glaukonitfrei sein.

Sie besteht zu etwa 10% aus bis 1 mm grossen Echinodermentrümmern (DS 21/50). Etwa 20% des Gesteins bestehen aus Knollen von mikrokristallinem Kalzit von derselben Korngrösse. Diese und Echinodermentrümmer sind teilweise stark mit feinkörnigem Glaukonit durchspickt. Daneben kommen Trümmer von Serpeln und Brachiopoden vor. Viele Fossiltrümmer zeigen teilweise Verkieselungen. Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinem Kalzit. Sie ist zu etwa 30% durch bis zu 150 μ grosse Pseudomorphosen von Kalzit nach euhedralem Dolomit verdrängt. Diese bestehen aus einem Kalzitmosaik von 5–50 μ Korngrösse und sind grösstenteils von einer Limonitschicht umgeben. Kantiger, detritischer Quarz mit Korngrössen bis zu 90 μ hat eine Häufigkeit von etwa 1%.

Sehr markant ist die mergelige Schicht 57. Sie fällt durch ihren grossen Fossilreichtum auf. Die hangende Kalkbank 58 enthält reichlich groben Schill. Die obersten Bänke 66 und 67 sind oolithische bis bahamitische Kalke mit rötlichen Ooiden.

2. Profil 9, Steinibachtobel (vgl. Taf. XVIII)

Das Profil Steinibachtobel nördlich von Balsthal (Koord. 619.370/241.350) ist erstmals von E. JULLERAT (1907) kurz beschrieben worden. Es beginnt auf der rechten Seite des Baches mit einem 10 cm mächtigen, blaugrauen Bänklein Kalkarenit. Dieser enthält 1–2% kantigen, detritischen Quarz in Korngrössen bis zu 100 μ . Glaukonit, in derselben Korngrösse, kommt selten vor. Etwa 40% der Komponenten sind schlecht bis gut gerundete Bahamide von 50 bis 400 μ Durchmesser. Die restlichen, biogenen Komponenten sind vor allem Trümmer von Echinodermen und Brachiopoden, selten Foraminiferen. In der Nachbarschaft von grösseren Echinodermentrümmern besteht die Grundmasse aus einem relativ groben, xenotyp-körnigen Kalzitmosaik in optischer Kontinuität mit den Trümmern. In kleinen Nestern ist sie mikrokristallin mit Korngrössen von wenigen μ . Dort enthält sie mikrokristalline Kalzit-Pseudomorphosen nach Dolomit, teils mit limonitischer Rinde. Selten kommen bis 1,5 mm grosse Ooide vor. Gelegentlich sind bis 1 cm grosse Kalkschlammgerölle eingestreut.

Schicht 6 ist ein graubrauner, ziemlich glatt brechender bahamitischer Kalk. Die Bahamide werden bis zu 500 μ gross. Sie machen etwa 25% des Gesteins aus und die Fossiltrümmer – vor allem von Echinodermen – etwa 10%. Ooide sind selten. Die primär mikrokristalline Grundmasse ist stark dolomitisiert und dieser Dolomit vollständig rekalkzitiert worden. In ehemals vollständig dolomitisierten Partien zeigt sie eine mikrokristalline, xenotop-körnige Mosaikstruktur mit Korngrössen von bis zu

50 μ (vgl. Taf. VI, Abb. 27). Das Gestein enthält etwa 1% kantigen, detritischen und bis zu 100 μ grossen Quarz sowie sehr wenig Glaukonit von derselben Korngrösse. JUILLERAT (1907) gibt auf S. 42 an, dass direkt unter der mergeligen Schichtfolge 1–9 Mergel der Effinger Schichten liegen (vgl. S. 82).

Schicht 10 ist ein hellbrauner Oolith mit Bankdicken von 10–30 cm, ausnahmsweise bis 1 m. Die Bankfugen sind scharf ausgebildet und eben, ohne mergelige Zwischenlagen. Kreuzschichtung wurde nicht gefunden. 10 m über der Basis der Schicht treten bis 6 mm grosse Aggregate von Ooiden mit einem Zement von mikrokristallinem Kalzit auf. Teilweise bestehen diese Aggregate nur aus mikrokristallinem Kalzit. Da die Ooide des Nachbargesteins in sie eindringen, handelt es sich wahrscheinlich um in weichem Zustand eingesedimentierte Kalkschlammgerölle. Zuerst ist der Oolith schlecht sortiert. Es treten Ooide von bis zu 4 mm Durchmesser auf. Die Ooide sind normalerweise 0,4–1,3 mm gross. Als Kerne kommen Trümmer von Muscheln und Echinodermen sowie kleine Gastropoden, Lenticulinen oder Bahamide vor (vgl. Taf. VIII, Abb. 31). Häufig sind Ooide mit einer Wechsellagerung von Schalen mit radialfaserigem Kalzit und kleinen, runden Nestern von regellos orientiertem, mikrokristallinem Kalzit und homogenen Schalen, die ganz aus regellos orientiertem, mikrokristallinem Kalzit bestehen (Taf. XII, Abb. 46). Die Bahamide enthalten sehr wenig detritischen Quarz in Korngrössen von bis zu 100 μ . Die Grundmasse bildet grösstenteils ein xenotop-körniges Mosaik von fein- bis mittelkristallinem Kalzit. In Nestern und Schlieren ist sie jedoch mikrokristallin und enthält wenig detritischen Quarz. In diesen Partien haben die Ooide eine viel geringere Packungsdichte als an den Stellen mit mittelkristallinem Zement. Aus diesem Grunde, und da die grossen Zementkristalle keinen detritischen Quarz einschliessen, ist wahrscheinlich nur sehr wenig primärer, mikrokristalliner Zement zu Sparit-Zement rekristallisiert.

Bei Schicht 11 handelt es sich um einen gelblich- bis grauweisen Oolith ($\varnothing$ der Ooide bis 1,5 mm), mit eben noch erkennbarer Bankung. Das Gestein verwittert leicht, und seine Ooide brechen wie bei der Verena-Schicht (S. 86f.) beim Anschlagen meist nicht durch. Es könnte deshalb im Feld mit dem oolithischen Bahamit der Schicht 19 verwechselt werden. Im Gegensatz zur Schicht 10 sind die Ooidkerne im Verhältnis zur Grösse der Ooide klein, und die Grundmasse ist zu 100% ein grobkristalliner Kalzit-Zement. In ihn eingestreut finden sich schlecht bis gut gerundete Bahamide von 100–250 μ Durchmesser.

Die Schichten 12–14 sind hellbraune bis hell-bräunlichgelbe, oolithische Biokalkarenite mit gelblichen Kalkalgenknollen von bis zu 2 cm Durchmesser. Die Grundmasse scheint primär durchwegs ein Kalkpelit gewesen zu sein. Sie ist in wechselndem Ausmass zu einer xenotop-grobkristallinen Kalzit-Mosaikstruktur rekristallisiert. In ihr liegen Bahamide, Ooide, Trümmer von Echinodermen, Brachiopoden, Gastropoden und Bryozoen. Diese sind zum Teil von mikritischen Kalkalgenkrusten umgeben. Die grossen Kalkalgenknollen mit lappigem Umriss haben keinen Kern. Sie bestehen aus mikritischem Kalzit, enthalten aber zahlreiche Hohlräume mit unregelmässig-kantigen Umrissen von bis zu 200 μ Durchmesser, die von mikrokristallinem Kalzit erfüllt oder hohl sind. Vor allem die Kalkalgenknollen, aber auch die Bahamide, Ooide und mikritischen Krusten um Fossiltrümmer enthalten reichlich bis zu 1 mm grosse Pseudomorphosen von Kalzit nach Dolomit. Das Gestein ist zu etwa 30% dolomitisiert gewesen und anschliessend vollständig rekalkzitisiert worden.

Bank 15 enthält groben, oolithisch berindeten Schill und wenige Kalkalgenknollen. Darüber liegt eine Masse von gelblich weissem Kalk, die Schichten 16–18.

Schicht 18 lässt keinerlei Bankung erkennen; das Gestein ist massig. Makroskopisch erscheint es fleckenweise als dichter Kalk, während in Nestern runde Kalkpartikel in «klarer» Grundmasse zu erkennen sind.

Die Kalkpartikel bestehen aus regellos orientiertem, mikrokristallinem Kalzit in Korngrössen von 1–6 μ (DS 9/18). Die meisten zeigen konzentrische, durchwegs konvexe Schalen, sind also Ooide. Bei den grösseren Partikeln handelt es sich wahrscheinlich um Kalkalgenknollen, da sie die gleiche Feinstruktur zeigen wie die nach der äusseren Form sicheren Kalkalgenknollen der Schichten 12–14. Daneben kommen mit mikrokristallinem Kalzit umkrustete Trümmer von Echinodermen und Muscheln vor. Das Gestein ist fast quarzfrei.

In wenigen Zwickeln zwischen Ooiden besteht die Grundmasse aus mikrokristallinem Kalzit mit Korngrössen von 1–5 μ . Ob sie Dolomit enthält, kann wegen der geringen Korngrösse nicht entschieden werden. Der überwiegende Teil der Grundmasse ist ein mikrokristallines, xenotop-ungleichkörniges Kalzitmosaik mit Korngrössen von 2–30 μ . Der Rest zeigt eine fein- bis mittelkristalline Mosaikstruktur. Diese Mosaiksteine mit Korngrössen über 5 μ bestehen zu etwa 10% aus Dolomit, der anhedral und in der gleichen Korngrösse wie der benachbarte Kalzit auftritt. Zum Teil werden die Ooide durch die Grundmasse mit Korngrössen von über 5 μ

oberflächlich resorbiert. Die Grenzflächen sind dann gezackt und zeigen die Winkel von Karbonat-Rhomboëdern (vgl. Taf. XIII, Abb. 47). In Gebieten, wo die Korngrösse der Grundmasse weniger als 5μ beträgt, kommen isolierte, bis 80μ grosse Rhomboëder vor, die aus einem oder mehreren Kalzitkörnern bestehen. Zuweilen enthalten auch sie anhedralen Dolomit neben Kalzit.

Es ergibt sich folgendes: Ein unbekannter Teil der Grundmasse ist wahrscheinlich ein primärer Kalkpelit. Reste davon liegen in Korngrössen von 1 bis 5μ vor. Die übrige Grundmasse dürfte ein Sekundärzement gewesen sein, der dann grösstenteils dolomitisiert wurde. Dadurch entstand eine xenotop-körnige Dolomit-Mosaikstruktur. An der Grenze Grundmasse/Ooide bildeten sich unter teilweiser Resorption der Ooide halb euhedrale Dolomitekristalle und im mikrokristallinen Primärzement isolierte, euhedrale Dolomite. Der Dolomit erfuhr anschliessend zu etwa 90% eine Rekalzitisierung, wodurch eine Kalzit-Mosaikstruktur mit eingesprengten anhedralen Dolomit-Restkörnern derselben Korngrösse entstand. Der Dolomit ersetzende Kalzit ist bedeutend feinkörniger als die Ausgangssubstanz. Diese Kornverfeinerung in der Grundmasse und die teilweise starke Resorption der Ooide liessen die makroskopisch dichten Gesteinspartien entstehen, die nur auf angewitterten Flächen noch eine undeutlich oolithische Struktur erkennen lassen (S. 86). Diese ist schon C. MOESCH (1867, S. 165) aufgefallen.

Schicht 19 besteht aus einem gelblichweissen, zuoberst z. T. rötlichen Kalkarenit mit sehr gut gerundeten Komponenten. Diese brechen beim Anschlagen teilweise nicht durch. Das Gestein verwittert leicht und bildet in der hier senkrecht stehenden Schichtfolge eine tiefe Kehle. Eine Bankung ist nicht zu erkennen.

Die Grundmasse hat durchwegs eine xenotop-körnige Mosaikstruktur mit Korngrössen von 20 bis 500μ (DS 9/19). Als grösste Komponenten kommen bis 1500μ grosse, gut gerundete Bahamide aus mikrokristallinem Kalzit in Korngrössen bis zu 5μ vor. Die grosse Mehrzahl der Komponenten sind $500\text{--}1000\mu$ grosse Ooide mit Bahamiden oder Fossiltrümmern von sehr unterschiedlicher Grösse als Kern. Zwischen diese eingestreut finden sich sehr feine Ooide mit Durchmessern von 50 bis 500μ . Deren Schalen bestehen aus einem Kalzit-Implicationsgefüge mit Korngrössen von $1\text{--}10\mu$. Die meisten Körner der Schalen sind regellos orientiert. Dennoch ist eine bevorzugte Orientierung der *c*-Achsen senkrecht zur Ooidoberfläche vorhanden, so dass bei gekreuzten Polarisatoren in den Ooidschalen ein eben noch erkennbares Auslöschungskreuz zustande kommt. Eine Ursache für die geringe Verwitterungsresistenz dieses Gesteins wurde im Dünnschliff nicht gefunden. Weder die Grundmasse noch die Komponenten sind porös.

Über der Schicht 19 liegt ein massiger, gelblich weisser Kalkarenit (Bahamit?). Er bildet die hohe Rippe, die die Strasse in einem Tunnel überwindet.

3. Profil 14, Gschlif (vgl. Taf. XVIII)

Der Aufschluss im Gschlif oberhalb von Günsberg (Koord. 609.540/235.380) bietet das vollständigste zusammenhängende Profil in der Oxford-Stufe des untersuchten Gebietes, vielleicht sogar des ganzen Jura-Gebirges (Fig. 3). Es wurde im Juli 1963 aufgenommen. Die Dogger/Malm-Grenze wurde in einer kleinen Grube auf einer Anhöhe (bei den oben genannten Koordinaten) auf etwa 1030 m ü. M. freigelegt und aufgenommen, und das anschliessende Profil durch die Effinger Schichten im westlichsten Teil des Anrisses. Die unteren, kalkigen Günsberger Schichten (S. 83 ff.) sind in einem Couloir bei Koord. 609.500/235.550 aufgeschlossen und ein Teil der Mergel der mittleren Günsberger Schichten in einem kleinen Anriss über der Steilstufe der unteren Günsberger Schichten direkt östlich des genannten Couloirs. Die Steilstufe des Balsthaler und des Holzflue-Oolithes wurde bei Koord. 609.500/235.600 aufgenommen.

Das Profil beginnt mit einem blaugrauen, rostbraun anwitternden, leicht quarzsandigen Kalkmergel mit bis zu 20 cm breiten, fladenförmigen Kalkknauern. Darüber liegt eine 0,45 m mächtige Bank eines spätigen, zähen Kalkes von grauer bis petroleumgrüner Farbe. Es folgt eine 0,15 m mächtige, feste Bank eines dunkel-grünlichgrauen, fossilreichen Eisenoolithes, und über dieser liegt ein bräunlich-grauer, 0,30 m mächtiger, weicher Mergel mit Quarzsand und etwas Glimmer. Dieser wird von einem dunkel-grünlichgrauen Ton überlagert, der dichtgedrängt Knollen eines gleichfarbigen eisenoolithischen Kalkes enthält. Die wenigen frischen Eisenoide bestehen aus leuchtend blaugrünem Chamosit. Die übrigen sind mässig bis vollständig oxydiert. Darüber liegt nochmals 0,15 m Ton von der gleichen Farbe, der etwas Glimmer und Eisenoide enthält. Die obersten 2 cm der Schicht sind durch Oxydation tief ockerbraun gefärbt (vgl. A. ERNI 1934, S. 8: Profil 4, Schicht 2). Dieser Horizont erinnert an die Oberfläche der Schicht 80/5 im Randen (Taf. XVI, siehe auch S. 97).



Holzflue-Schichten

Steinibach-Schicht

mittlere

untere

Günsberger
Schichten

Effinger Schichten

14/77-106

Birmenstorfer
Schichten

Fig. 3: Ansicht des Gschlif oberhalb von Günsberg (Luftaufnahme).

Mit einem 0,10 m mächtigen, weichen, hellgrauen Mergel setzt eine Wechsellagerung von 5,50 m hell-bräunlichgrauen Kalken und Mergeln ein. Die tiefste Kalkbank, Schicht 8, bricht an ziemlich glatten Flächen. Sie ist reich an nur wenige Millimeter dicken, blassvioletten Schwammlappen. Die Grundmasse ist inhomogen. Grössere Nester bestehen aus mikrokristallinem Kalzit mit Korngrössen bis $3,5 \mu$ (Mikrit). Sie enthalten etwa 10–20% Bahamide mit einem Durchmesser von 20–50 μ nebst feinem Fossil-detritus und feinen Phosphoritflittern. Andere, im Dünnschliff helle Partien enthalten etwa 20% Bahamide mit Durchmessern von 20–110 μ . Diese schwimmen in einem ungleichkörnigen Kalzitmosaik mit Korngrössen von 1–50 μ . Das ganze Gestein enthält etwa 2% Phosphorit. Daneben kommen detritischer Quarz und Glaukonit in Korngrössen von bis zu 80 μ vor.

Die Kalkbank 20 führt neben zahlreichen rotbraunen Schwammlappen etwa 1% Glaukonit in Korngrössen von bis zu 240 μ . Die Schichten 7–30 führen durchgehend Glaukonit. Das Mineral ist etwa in der Mitte der Schichtfolge am häufigsten. Diese bildet im Gelände eine deutliche Steilstufe. Die Schichten 42–65 treten als nächste, schwache Steilstufe hervor.

Die Bank 71 enthält rotbraune Schwammlappen, Crinoidenstielglieder, Pectiniden, feinen Fossil-detritus und wenig sehr feinkörnigen, authigenen Glaukonit. Zusammen mit der quarzsandigen, ebenfalls glaukonitischen Bank 73 bildet sie einen Leithorizont, der nach Osten bis ins Tobel des Mülbach oberhalb von Oberbuchsiten (Profil 18) verfolgt werden kann.

In der Bankfolge 77–106, die die nächste, markante Steilstufe bildet, sind mehrere Bänke quarzsandig und feingeschichtet. Bank 102 enthält etwa 5% detritischen, schwach korrodierten Quarz in Korn-

größen von bis zu 110 μ , 20% Bahamide derselben Korngröße und wenig bis zu 50 μ grossen Glaukonit. Die untersten 3 cm der 15 cm mächtigen Bank sind feingeschichtet. Die Laminae sind nur durch wenige Fucoiden von 0,5 mm Durchmesser gestört. Darüber besteht die Bank aus mikrokristallinem Kalzit mit wenig sehr feinkörnigem Quarz. Darin sind Grabgänge mit bis zu 10 mm Durchmesser, die mit dem gleichen Material gefüllt sind wie die feingeschichtete Lage im obersten Teil der Bank.

Die hangende Mergelfolge 107–127 enthält mehrere kalkreiche Bänke, von denen vor allem 108 und 112 ziemlich häufig Teile von Perisphinctiden führen. Darüber folgen mit scharfer Grenze die Bänke 128 und 129. Sie bestehen aus glatt brechendem, blaugrauem Kalk, der relativ häufig Pholadomyen führt. Das Gestein enthält 2% detritischen Quarz in Korngrößen von bis zu 100 μ und wenig ebenso feinen Glimmer. In der homogenen, mikrokristallinen Kalzitgrundmasse findet man bis zu 5% Bahamide in Korngrößen von 20–60 μ . Diese Bänke unterscheiden sich nur durch ihre Mächtigkeit von tiefer liegenden, kalkreichen Bänken.

Bank 131 wittert ruppig-rau an und enthält viel feinen Fossildetritus. Gegen oben führt sie Ooide. Die Fossiltrümmer stammen vor allem von Echinodermen und Muscheln und sind z. T. von *Cycloserpula* sp. überwuchert. Selten findet man in ihnen auch Sphärolithe von Chalcedon. In Bank 133 treten in einer mikritischen Grundmasse Ooide, Fossiltrümmer (selten von Korallen) mit Verkieselungen von Chalcedon und Quarzin und bis 120 μ grosser, detritischer Quarz auf. Bank 135 enthält in mikritischer Grundmasse wenig sehr feinkörnigen, detritischen Quarz und selten Glaukonit. Bahamide und feine, z. T. verkieselte Fossiltrümmer bilden etwa 60% des Gesteins. Bank 139 führt Korallen, die z. T. von *Lithodomus* angebohrt und von Bryozoen bewachsen sind. Die Korallen enthalten wenige euhedrale, bis zu 300 μ grosse Dolomitkristalle. Bank 143 weist in der Grundmasse und in den teilweise verkieselten Fossiltrümmern Dolomit auf, der z. T. von der Oberfläche und Spaltrissen aus partiell rekalkitisiert ist. Die rhomboëdrischen, mit Limonit gesäumten Hohlräume von vollständig aufgelöstem, euhedralem Dolomit enthalten z. T. Kalzit-Einkristalle in etwas abweichender Orientierung, die den Hohlraum nicht ganz füllen. Das Gestein führt wenig Glaukonit. In Bank 147 findet man in mikritischer Grundmasse wenige Ooide, Korallen- und anderen Fossildetritus sowie sehr wenig detritischen Quarz und selten Glaukonit. Bank 154 ist ein Oolith mit mikritischer Grundmasse und Ooiden in lockerer bis dichter Packung. Grundmasse und Ooide enthalten wenig detritischen Quarz und Glaukonit.

Die Schichten 128–161 bilden eine Steilstufe. Darüber liegt eine Folge von Mergeln (162–183). Ihnen sind unten drei sehr ähnliche Korallenkalk-Bänke eingelagert: die Schichten 163, 165 und 167. Schicht 165 ist auf S. 27f. im Detail beschrieben. Zu den dort beschriebenen Rekalkitierungserscheinungen ist noch nachzutragen, dass der Rekalkitisierung von Dolomitrhomboëdern nicht unbedingt eine vollständige Auflösung des Dolomits vorangehen muss (vgl. oben; siehe auch W. M. BAUSCH 1965, Abb. 3). In einem etwa 100 μ grossen Dolomit-Einkristall (Taf. VII, Abb. 30) beobachtet man an der Oberfläche und entlang von Spaltrissen Ansammlungen von braunem, isotropem Material in nierenförmigen Aggregaten, das aus kugeligen Gebilden mit einem Durchmesser von weniger als 1 μ besteht. Dieses Material ist von mehr oder weniger breiten Kalzithöfen umgeben. Es könnte sich um Mikroorganismen handeln, die Dolomit zu Kalzit umwandeln. Dass Mikroorganismen die Neubildung von Mineralien verursachen können, haben J. NEHER & E. ROHRER (1959) gezeigt.

Darüber folgen acht Bänke von feingeschichtetem, sandigem Kalk. Bank 179 enthält etwa 20% detritischen Quarz. Dieser ist kantig, teilweise stark korrodiert und hat Korngrößen von bis zu 140 μ . Glimmer – vorwiegend Muskowit – kommt in Korngrößen von bis zu 200 μ vor. Stark pleochroitischer, völlig frischer Biotit ist nicht selten. Kalifeldspäte und saure Plagioklase machen zusammen etwa 2% des Gesteins aus. Gleich häufig ist Glaukonit. Dieser ist gut sortiert und teilweise etwas korrodiert. Er liegt also wahrscheinlich auf sekundärer Lagerstätte. 50 bis 150 μ grosse Bahamide machen etwa 20% des Gesteins aus. Sie enthalten häufig Eisensulfid in feinen Flocken, was dem frischen Gestein eine tief blaugraue Farbe gibt. Der Rest des Gesteins wird von mikro- bis feinkristallinem Kalzitcement gebildet, der teilweise durch Sammelkristallisation aus Bahamiden entstanden ist.

Ein ähnliches Gestein erscheint in Bank 186. Diese ist jedoch nicht feingeschichtet und enthält weniger Quarz und Glaukonit, während die Bahamide häufiger und grobkörniger sind. Fossildetritus und gut erhaltene Textulariiden sind verbreitet.

Die mergelige Schicht 187 bildet eine Kehle. Sie wird von unten nach oben zunehmend kalkreicher und fester und enthält mehr Ooide. Sie leitet über zur Schicht 188, einem hell-bräunlichgrauen Oolith. Dieses Gestein ist in flachem Winkel kreuzgeschichtet und sondert sich in 5–10 cm dicken Platten ab. Die Grundmasse besteht durchwegs aus fein- bis mittelkristallinem Sekundärzement. Die Komponenten sind zu etwa 70% Ooide oder «superficial oolites» mit Durchmessern von 200–1000 μ . Grosse Ooide mit kleinem Kern treten nicht häufig auf; dünne oolithische Schalen sind die Regel. Die Schalen stimmen mit den auf S.35 beschriebenen überein. Mässig bis gut gerundete Bahamide mit Korngrössen von 80–600 μ und Fossiltrümmer, vor allem von Brachiopoden und Echinodermen, bilden den Rest der Komponenten.

Bank 189a ist ein 1 m mächtiger, hell-graubrauner Oolith mit groben Echinodermentrümmern, Austernschill, Korallenbruchstücken und Kalkalgenknollen. Die Bank tritt über das Liegende hervor. Die Ooide sind 0,3 bis über 2 mm gross. Ihre Schalen bestehen aus radialfasrigem Kalzit mit zahlreichen Nestern von regellos orientiertem, mikritischem Kalzit (S.35). Eine Kalkalgenknolle erwies sich im Dünnschliff als Codiaceen-Knolle. Ein knapp 4 mm langes Muschelfragment ist beidseitig mit einer mikrokristallinen Algenkruste überwachsen, die aussen noch eine dünne oolithische Rinde trägt. Glaukonit tritt sehr selten in Kalkalgenkrusten zusammen mit detritischem Quarz auf.

Bank 189b ist ein hellbrauner Kalzirudit mit kleinen, teilweise in Lebensstellung erhaltenen Korallenstöcken. Die Grundmasse ist ein Kalkpelit bis -siltit. In ihr liegt detritischer Quarz in Korngrössen von bis zu 80 μ . Gleich grosser, gerundeter Glaukonit ist selten. Daneben findet man Bahamide von verschiedenem Rundungsgrad, kleine Ooide mit radialfasrigen Schalen und Fossiltrümmer in allen Korngrössen.

Schicht 191 ist ein hell-ockerbrauner Oolith mit flach kreuzgeschichteten, 5–25 cm mächtigen Bänken. Die Ooide haben Durchmesser von 250–1450 μ . Die Schalen bestehen aus radialfasrigem Kalzit mit dunklen Nestern (vgl. S. 35). Man erkennt keinen Zusammenhang zwischen der Grösse des Ooidkerns und der Dicke der oolithischen Rinde. Nesterweise sind Bahamide eingestreut. Sie haben Durchmesser von 30–140 μ . Bei gehäuftem Auftreten sind sie zu einem homogenen Mikrit verbacken. An diesen Stellen ist die Packungsdichte der Ooide kleiner als normal. Man findet aber auch in Bereichen mit sparitischer Grundmasse Stellen mit geringer Packungsdichte der Ooide, die dadurch zustande kommen, dass ganze Ooide durch Sammelkristallisation in Sparit umgewandelt werden. Diese Rekristallisationen erfolgten wahrscheinlich nur in geringem Umfange, da detritischer Quarz in den Bahamiden und bahamitischen Ooidkernen vorkommt, in der sparitischen Grundmasse jedoch nicht beobachtet worden ist.

Schicht 192 bildet die Oberkante der Steilstufe der Oberoxford-Kalke. Im unteren Teil ist ihre Grundmasse mikritisch und enthält groben organogenen Detritus mit wenigen, meist kleinen Kalkalgenknollen. In der Mitte tritt ein oolithischer Mumienkalk auf mit bis zu 3 cm grossen Kalkalgenknollen in kalzitischem Sekundärzement. Die obersten 2,80 m bestehen aus einem Bahamit, der auf S.37 im Detail beschrieben ist.

Darüber sind noch 3,50 m eines gelblich weissen Oolithes aufgeschlossen. Er zerfällt in 10–20 cm dicke Platten und wittert zurück. Die Ooide haben Durchmesser von 150–1200 μ . Vor allem die kleineren zeigen eine deutlich schalige Textur. In den helleren Schichten der Schalen erkennt man bei gekreuzten Polarisatoren eben noch ein schwaches Auslöschungskreuz und im einfach polarisierten Licht undeutlich begrenzte, dunkle Flecken von derselben Grösse, wie sie auf S.35 im Detail besprochen worden sind. Diese Ooide zeigen die gleichen Texturen wie die auf S.35 beschriebenen. Durch Rekristallisation sind diese aber in unterschiedlichem Mass verwischt. Man findet alle Übergänge bis zu Partikeln, die ganz aus homogenem, mikrokristallinem Kalzit bestehen. Eine schalige Textur ist dann nicht mehr zu erkennen und ebensowenig eine bevorzugte Orientierung der Kalzitkörner. Trotzdem ist es sehr wahrscheinlich, dass es Ooide sind (vgl. S.36). Wegen der Textur müssen sie aber dennoch als Bahamide klassiert werden. Das Gestein enthält bis mehrere Millimeter grosse, abgerollte Fossiltrümmer, z. T. von Korallen.

II. Lithostratigraphische Einheiten

1. Eisenoolithischer Kalk der unteren Oxford-Stufe

Dieses Schichtglied wurde westlich von Olten nur im neuen Strassentunnel unter dem Belchen, ferner bei Oberbuchsiten (Profil 18) und im Gschlif oberhalb von Günsberg (Profil 14) näher untersucht. Der letzte Aufschluss ist interessant, weil in ihm auf kurze Distanz eine Mächtigkeitszunahme dieser Schicht von E nach W festgestellt werden kann (siehe A. ERNI 1934, Abb. 1). Der Übergang von der kondensierten, eisenoolithischen Fazies des Aargauer Jura zur mächtigen Mergelfazies der unteren Oxford-Stufe des Berner Jura wurde nicht im Detail verfolgt.

2. Wildegger Formation

a) *Birmenstorfer Schichten*

Einige Bemerkungen über die Birmenstorfer Schichten des Gebietes westlich von Olten finden sich auf S. 65. Die detaillierte Gesteinsbeschreibung auf S. 79 gilt für das Gebiet vom Born westwärts bis 1 km östlich von der Hasenmatt und nach NW bis in den Limmern-Kessel nördlich von Mümliswil. Nach W und NW gehen die Birmenstorfer Schichten unter starker Mächtigkeitszunahme in gebankte, feinkörnige Kalke über. Diese führen nur noch selten Schwämme und nur sehr selten in der Mitte der Bankfolge etwas Glaukonit.

M. A. ZIEGLER (1962, S. 35) nennt diesen Schichtkomplex Birmenstorfer Kalke. Von Birmenstorfer Schichten sollte aber nur gesprochen werden, wenn Schwämme und eine reiche Begleitfauna, Glaukonit und korrodierte Schichtflächen vorhanden sind. Der Faziesübergang von den Birmenstorfer Schichten zu diesen mächtigeren, fossilarmen Bankkalken findet auf einer Linie statt, die die Weissensteinkette östlich des Hasenmatt-Gipfels, die Farisbergkette beim Brunnersberg (nördlich von Matzendorf) und die Passwangkette im Passwang selber quert (vgl. Fig. 6).

b) *Effinger Schichten*

Die Effinger Schichten sind im Gebiet westlich von Olten sehr ähnlich ausgebildet wie im Aargau. Wesentlich sind folgende Unterschiede: Die Mächtigkeit, die am Born noch rund 200 m beträgt, nimmt von dort nach W und NW ziemlich rasch auf etwa 120 m ab (Gschlif oberhalb von Günsberg, Vogelbergweide am Passwang). Durch direkte Messung konnte die Mächtigkeit nur im Gschlif bestimmt werden. Auf der Vogelbergweide wurde sie durch Fallmessungen in den liegenden und hangenden Kalken ermittelt. An anderen Orten konnte die Mächtigkeit wegen der Aufschlussverhältnisse oder wegen tektonischer Anhäufung oder Ausdünnung der Effinger Schichten nicht festgestellt werden.

Ähnlich wie im Aargau können die unteren Effinger Schichten auch westlich von Olten Schwämme führen (Taf. XIX). Bereits auf S. 79 wurde auf einen schwamm- und glaukonitführenden regionalen Leithorizont hingewiesen. Die Schwämme der unteren Effinger Schichten im Mülbach-Tobel (Profil 18, siehe S. 79) haben GERTH veranlasst, dort alle schwammführenden Gesteine als «Birmensdorfer Schichten» zu bezeichnen, obschon nur eine 7,40 m mächtige Schichtfolge die Merkmale der aargauischen Birmenstorfer Schichten zeigt (DELHAES & GERTH 1912, S. 24).

Die oberen Effinger Schichten sind weniger kalkreich als im Aargau. Während diese im Aargau nach oben langsam kalkreicher werden und in die Geissberg-Schichten übergehen, sind die Geissberg-Schichten westlich von Olten nur lokal entwickelt (Bachschlucht nördlich von Mümliswil, Profil 3), und meist stossen mergelige, weiche Effinger Schichten direkt an Kalke und Mergel der Günsberger Schichten (Profil 4: Brocheni Flue, Profil 9: Steinibachtobel, Bachbett südlich der Schauenburgschwung westlich von der Hasenmatt). Westlich von Olten fehlen in den oberen Effinger Schichten auch die kalkigen Bankfolgen. Im Gschlif findet man an ihrer Stelle nur noch einzelne kalkreiche Bänke (Profil 14, Taf. XVIII).

Quarzsand ist wie im Aargau und oberen Wutachtal in einigen dünnen, kalkigen und feingeschichteten Bänklein angereichert (Profil 14, Schichten 83, 87, 91 und 102). Im Anriss zuoberst im

Schafgraben, südlich von Welschenrohr sind aber die ganzen unteren und mittleren Effinger Schichten stark quarzsandig.

3. Balsthaler Formation

Definition: Die Balsthaler Formation umfasst im Jura von Olten an west- und nordwestwärts bis an die «Rauracien»-Riffbarriere alle Kalke und Mergel, die über den Effinger Schichten liegen und überlagert werden von glaukonitischen, teils Mumien führenden Kalken (Born-Egerkingen) und bahamitischen bis dichten Kalken (äussere und innere Klus, Ketten beidseits des Dünnerntals, Hasenmatt) der Reuchenette-Formation (H. THALMANN 1966).

Typuslokalität: Steinibachtobel bei Balsthal.

Typusprofil: Nr. 9, Schichten 1–19, siehe Taf. XVIII und XIX, ferner Fig. 4.

Die aargauischen Geissberg-Schichten lassen sich nach W ohne Unterbruch bis an den Born und bis in die Bachschlucht oberhalb von Wangen bei Olten verfolgen (Taf. XIX). Weiter westwärts treten im Dach der Effinger Schichten zuweilen Kalkbänke auf, die denjenigen der Geissberg-Schichten ähnlich sind (Profil 14, Schichten 128 und 130). In der Bachschlucht nördlich von Mümliswil (Profil 3) beginnt das Profil mit einer 6,70 m mächtigen Folge von Kalkbänken. Deren tiefste Bank führt Nerineen und die nächsthöhere Hydrozoen. Darüber liegen sechs Bänke von ziemlich rauh brechenden, hell-blaugrauen bis bräunlichgrauen Kalken, die weder im Handstück noch im Dünnschliff oder nach der Muschel- und Gastropodenfauna von mittleren Geissberg-Schichten des Villiger Geissberg unterschieden werden können. Das Vorkommen ist wahrscheinlich isoliert, da die Geissberg-Schichten beim Lochhus südlich von Langenbruck fehlen. Weiter im Westen wurden keine Geissberg-Schichten gefunden.

a) Günsberger Schichten

M. A. ZIEGLER (1962) hat anhand der Hauptmumienbank und eines Horizontes mit Characeen und limnischen Ostracoden gezeigt (z. B. Taf. III), dass der Vorbourg-Kalk und die Naticamergel nach S in einen heterogenen Komplex von Korallenkalken, feinkörnigen Bankkalken, Mergeln und «Calcarenit» übergehen. Dieser bildete sich in der Zeit, als nach dem Absterben des «Rauracien»-Riffgürtels das Korallenwachstum sich rasch flächenhaft südwärts ausbreitete. Der Schichtkomplex kann von Hägendorf (W von Olten) zwischen dem Südrand des «Rauracien»-Riffgürtels und dem Südfuss des Kettenjura nach W bis über den Chasseral hinaus verfolgt werden. Er bildet eine kartierbare Einheit, obschon diese im Einzelnen sehr wechselvoll ausgebildet ist. Der vollständigste Aufschluss dieser Einheit zwischen den Effinger Schichten unten und der Hauptmumienbank oben befindet sich im Gschlif oberhalb von Günsberg, Kt. Solothurn (Profil 14). Es wird deshalb vorgeschlagen, die Schichten 14/128–189 Günsberger Schichten zu nennen und Profil 14 zur Typuslokalität zu erklären (Beschreibung siehe S. 80f.). Schicht 189 ist das Äquivalent der Hauptmumienbank. Diese wird aus Gründen, die auf S. 100 besprochen werden, in die Günsberger Schichten einbezogen. Im Untersuchungsgebiet fehlt die Hauptmumienbank im Profil 13 westlich von der Pechfluh. Sie wird dort von einem 4,20 m mächtigen, feinkörnigen Kalk vertreten. Dessen untere Hälfte enthält zu etwa 1 % detritischen Quarz in Korngrössen bis zu 80 μ und wenig Glaukonit. Dieses Gestein war zu etwa 90 % dolomitisiert, ist jedoch vollständig rekalkitisiert. Die obere Hälfte des Kalkes enthält Schwarten von *Thamnasteria* und Hydrozoen, die intensiv von *Lithodomus* angebohrt sind.

Die Untergrenze der Günsberger Schichten wird da gezogen, wo über den Effinger Schichten erstmals Korallenkalk oder stark quarzsandiger, glaukonitführender Kalkarenit einsetzt. Gegen E grenzt die Einheit an den Oltener Korallenkalk (vgl. Taf. XIX). Die Westgrenze ist vorläufig unbekannt, liegt aber westlich vom Chasseral.

Westlich vom Oltener Riff (S. 94) sind die ganzen Günsberger Schichten erstmals in einem Strasseneinschnitt SSE von Langenbruck aufgeschlossen. Ein guter Aufschluss befindet sich 0,5 km westwärts, südlich vom Lochhus an der oberen Hauensteinstrasse (Profil 10). Hier ist über den obersten Effinger Mergeln eine 5,60 m mächtige Wechsellagerung von Mergelkalken und Mergeln aufgeschlossen und über dieser ein 9 m mächtiger Oolith, der von der Hauptmumienbank überlagert wird. Von der mergeli-

gen Wechsellagerung enthalten die tieferen zwei Drittel in wechselnder Menge Ooide in einer stark quarzsandigen, mikritischen bis bahamitischen Grundmasse. Der Quarzgehalt beträgt bis zu 10 ‰, wobei die Korngrößen bis zu 140 μ erreichen. Die Körner sind stets kantig. Glaukonit ist zuunterst selten und wird nach oben häufiger; er wird bis zu 150 μ gross. Darüber folgen 1,90 m eines ockerbraunen, bahamitischen Sandkalkes mit primär mikritischer Grundmasse. Darin enthalten sind etwa 10 % bis 500 μ grosse, meist gut gerundete Bahamide und etwa 15 % detritischer Quarz in Korngrößen bis zu 180 μ . Glaukonit tritt in Korngrößen von bis zu 120 μ auf. Seine Häufigkeit liegt unter 1 ‰ (vgl. Taf. VI, Abb. 25). Glimmer ist selten; Pseudomorphosen von Kalzit nach euhedralem Dolomit lassen sich häufig beobachten. Die Fossiltrümmer – vor allem von Echinodermen und selten von Korallen – sind in der ganzen Schichtfolge z.T. verkieselt. Dies und die teilweise Dolomitisierung und Rekalzitisierung des Gesteins sind Merkmale, von denen man in dieser mergeligen Schichtfolge neben Quarzsand und Glaukonit stets mindestens eines findet (vgl. S. 76f.). Die Folge kann in der Farisbergkette in etwa gleicher Ausbildung und Mächtigkeit bis zur Geissflue NW von Aedermannsdorf verfolgt werden. Dort geht sie in einen Korallenkalk mit sehr quarzreichen Nestern (bis über 50 % Quarzsand) über. Im Durchbruch südlich vom Harzergraben (Profil 6) sind diesem mächtige Mergellagen zwischengelagert. Südlich vom Bahnhof Gänsbrunnen an der Strasse (Profil 5) ist darin ein 5 cm mächtiges, laminiertes Bänklein von



Photo: W. Suter

Fig. 4: Blick von der Wannenflue (Koord. 618.900/237.810) nach NNE: Chluser Roggen, Balsthal, Innere Klus.

Hr = Hauptrogenstein, St = Steinibach-Schicht, Ho = Holzflue-Schichten, Ve = Verena-Schicht, Re = Reuchenette-Formation.

sandigem Dolomit mit Glaukonit aufgeschlossen (Schicht 2, 2,8 m über der Basis des Profils). Dieses Bänklein darf nicht mit einer 60 cm mächtigen, sandigen, leicht glaukonitischen Dolomitbank im nahen Rüschraben (Schicht 12/10) verwechselt werden, welche dort die Obergrenze der korallenführenden Hauptmumienbank markiert.

In der Weissensteinkette schwellen diese tieferen Günsberger Schichten westlich vom Horngraben rasch auf 64 m Mächtigkeit an (vgl. S. 80). Der untere, oolithische Teil geht in feste oolithische Kalke über, die im Gschlif (Schichten 14/131–161) eine Steilstufe bilden (Taf. XVIII). Der obere, bahamitische und an Quarzsand reiche Teil geht in einen 35 m mächtigen Mergel über (Schichten 162–186), dem unten drei dünne Bänke Korallenkalk eingelagert sind (S. 27f. und Taf. VII, Abb. 28). Darüber folgen mehrere dünne, feingeschichtete Sandkalk-Bänke.

Noch weiter westlich nimmt die Mächtigkeit der Schichtfolge wieder ab, und gleichzeitig geht sie wie in der Farisbergkette in einen sandigen Korallenkalk über, der am Fuss der Hasenmatt-Westwand (Profil 11) sehr schön aufgeschlossen ist. Dieser wird dort von einem mikrokristallinen Kalk in Bänken von 10–50 cm Mächtigkeit überlagert, der ursprünglich zu 50–60 % dolomitisiert war und vollständig rekalzitisiert ist. Dieses Gestein ist dem mikrokristallinen Kalk sehr ähnlich, der westlich der Pechflue die Hauptmumienbank vertritt (S. 83). Beide Gesteine führen wenig Glaukonit.

Über diesen Mergelkalken und Korallenkalken liegt im ganzen Untersuchungsgebiet ein meist in flachem Winkel kreuzgeschichteter, bräunlichgrauer Oolith. Im Profil 10 ist er 9 m mächtig und im Steinibachtobel nördlich von Balsthal (Profil 9) 20 m. Lokal können ihm, vor allem in der Mitte, reine Bahamite eingelagert sein. Die Mächtigkeit erreicht in der Farisbergkette in der Wolfsschlucht (Profil 7) ein Maximum von fast 90 m. Hier kann wegen der Aufschlussverhältnisse tektonische Anhäufung nicht ausgeschlossen werden. Die Mächtigkeit geht weiter westlich wieder auf rund 30 m zurück (Gänsbrunnen, Profil 5). In der Wolfsschlucht sind diesem Oolith vereinzelte Korallenkelche und -stöcke eingelagert (Taf. XIX, Sammelprofil 2). Im Wasserfallenkessel südlich von Reigoldswil und westlich von Gänsbrunnen verfangt er sich mit Mergeln und Korallenkalken (siehe M. A. ZIEGLER 1962, Taf. II/22, Schichten 5 und 8). In der Weissensteinkette nimmt die Mächtigkeit nach Wallmählich zu und erreicht an der Hasenmatt 38 m.

Es handelt sich bei diesem Oolith um eine horizontbeständige, kartierbare Einheit. C. WIEDENMAYER (1923, S. 3) nennt die Schicht Untersequanoolith und glaubt, dass dieser von Balsthal nach W in der Weissenstein- und Farisbergkette in den Korallenkalk der unteren Günsberger Schichten übergehe. Anhand der Hauptmumienbank kann aber gezeigt werden, dass dieser «Untersequanoolith» nach W über den Korallenkalk hinweggeht. Die «Untersequanoolithe im E» und die «gelblichen, oolithischen Spatkalke» im mittleren Sequan WIEDENMAYERS sind dieselbe Schichteinheit. Es wird deshalb vorgeschlagen, sie als Unterabteilung der Günsberger Schichten auszuscheiden, im Profil 9 (S. 76ff.) die Schichten 10–11 Steinibach-Schicht zu nennen und Profil 9 zur Typuslokalität zu erklären. Der Name bezieht sich auf den Steinibach bei Balsthal, in dessen Tobel (Fig. 4) das Profil 9 aufgenommen worden ist. Eine detaillierte Beschreibung des Gesteins findet sich auf S. 77. Die Schicht 9/11, ein fast weisser, leicht verwitternder Oolith, den schon GERTH erwähnt (DELHAES & GERTH 1912, S. 18), tritt nur lokal an der Holzflue und am Chluser Roggen, nördlich vom grossen Bruch (unter Pt. 702, vgl. Fig. 4) auf.

Die Hauptmumienbank ist im Untersuchungsgebiet nur in der Wolfsschlucht (Schicht 7/46a; vgl. S. 38 und Taf. X, Abb. 37) und in der Mausteren nördlich von Laupersdorf (Schicht 8/3) typisch ausgebildet. Im Rüschraben ist sie als leicht quarzsandiger und glaukonitischer Biokalkarenit mit Kalkalgenknollen entwickelt (Detailbeschreibung S. 38f., vgl. Taf. XI, Abb. 40). Fast durchwegs ist der Horizont stark dolomitisiert und rekalzitisiert (Taf. XIX). Quarzsand und Glaukonit, letzterer stets in sehr kleiner Menge, kommen ebenfalls an fast allen Aufschlüssen vor. Häufig sind auch kleine Austern. Es muss betont werden, dass Kalkalgenknollen im Rüschraben schon im Dach des Korallenkalks der unteren Günsberger Schichten erstmals auftreten. Dies ist das ungefähre Niveau der «Grünen Mumienbank» (P. A. ZIEGLER 1956). Auch der Steinibach- und der Holzflue-Oolith können vereinzelt Kalkalgenknollen führen. Dolomitierungen und Rekalzitierungen fehlen der Hauptmumienbank nur beim Lochhus (Profil 10) und im Wasserfallenkessel (Profil 2). Dolomit und Kalzit-Pseudomorphosen nach Dolomit können im Steinibach-Oolith nicht beobachtet werden, sind aber im Holzflue-Oolith (siehe unten) verbreitet. Glaukonit ist in der Hauptmumienbank der Weissensteinkette westlich von der äusseren Klus in kleinen Mengen durchgehend vorhanden. In der Farisbergkette fehlt er im Durchbruch südlich des Harzergraben (Profil 6) und östlich von Balsthal. Er kann im Gebiet von Balsthal als Seltenheit auch

schon im Steinibach-Oolith auftreten, wurde aber im Holzflue-Oolith nie angetroffen. Quarzsand ist in der Hauptmumienbank fast überall angereichert. Auch er ist im Steinibach-Oolith in geringen Mengen vorhanden, während der Holzflue-Oolith und der Verena-Oolith sehr quarzarm und oft quarzfrei sind.

Wenn all diese Kriterien in Betracht gezogen werden, ist es meistens möglich, den Horizont der Hauptmumienbank selbst bei atypischer Ausbildung oder wenn keine Kalkalgenknollen vorhanden sind, zu erkennen. Eine Gesteinsprobe mit Kalkalgenknollen und rekalzitisiertem Dolomit, von der man im Feld nicht sagen kann, ob sie aus dem Steinibach- oder Holzflue-Oolith stammt, muss aus der Hauptmumienbank oder einem jüngeren Horizont stammen. Wenn sie zusätzlich Glaukonit enthält, muss sie der Hauptmumienbank oder einem älteren Horizont angehören. Da der Steinibach-Oolith keinen rekalzitisierten Dolomit führt, kann das Gestein in diesem Fall nur aus der Hauptmumienbank stammen. Das Auffinden dieses Leithorizontes ist deshalb wichtig, weil der Holzflue-Oolith im Gschlif (Profil 14) und im Wasserfallenkessel (Profil 2) dem Steinibach-Oolith sehr ähnlich sein kann.

Die Hauptmumienbank wird der Steinibach-Schicht als oberster Horizont zugeordnet (siehe S. 100).

b) *Holzflue-Schichten*

Zwischen der Hauptmumienbank unten und der Kimmeridge-Stufe oben liegt eine Schicht, die JUILLERAT (1907) «oolithe blanche séquanienne» genannt hat. Da das Gestein nicht überall weiss und oolithisch ist und weil das Séquanien als Stufenname nicht mehr gebraucht werden kann, wird vorgeschlagen, die Schichten 9/15–19 Holzflue-Schichten zu nennen und Profil 9 zum Typusprofil zu erklären. Der unterste Teil von Schicht 9/18 bildet die höchste Erhebung der Holzflue (vgl. Fig. 4) nördlich von Balsthal, die sich direkt östlich vom Profil 9 (Steinibachtobel) erhebt (siehe auch ARKELL 1956, Taf. 6, die Felsrippe links von der Klus). Das Gestein ist auf S. 77f. im Detail beschrieben. Die «versteckt» oolithische Textur, die MOESCH (1867, S. 165 unten) und WIEDENMAYER (1923) erwähnen, kann man am besten an den kahlen Felsen des Holzflue-Gipfels beobachten. Die Ooide wittern an der Gesteinsoberfläche kreideweiss und scharf begrenzt heraus, während sie auf einer frischen Bruchfläche kaum zu erkennen sind. Dieser Gesteinstyp ist im Untersuchungsgebiet der wichtigste dieser Einheit. Man findet ihn vom Roggen an westwärts beidseits des Dünnerntales bis westlich von Welschenrohr, in der Passwangkette nördlich von Mümliswil (Profil 3), bei Mervelier, sowie in den Klusen von Moutier, Court und Pichoux. Südlich und nördlich von diesem Streifen ist das Gestein ein normaler Oolith, mit oder ohne Kreuzschichtung, der mit dem auf S. 35f. beschriebenen Gestein zu vergleichen ist. Im Wasserfallenkessel (Profil 2), an der Brocheni Flue (Profil 4) und bei Gänsbrunnen (Profil 5) weist die Einheit unten vereinzelt kleine, flach linsenförmige Patch-Riffe auf. Im Profil 5 enthält das Gestein zudem fast durchwegs Kalkalgenknollen und Korallen. An der Hasenmatt (Profil 11) sind die untersten 10 m der Holzflue-Schichten ein löchrig-knollig anwitternder, feinkörniger Kalk, in dem wenige Korallenschwarzen und kleine Stöcke in Lebensstellung vorkommen. Über einem 2,20 m mächtigen Oolith folgt dort wieder ein sehr ähnlicher Kalk, jedoch ohne Korallen. Beide Schichten waren intensiv dolomitisiert. Die untere ist vollständig rekalzitisiert, während man in der oberen noch Reste von Dolomit findet. Die obersten 2 m des Profils werden von einem ockerbraunen, feinen Oolith mit Korallentrümmern und vereinzelt Kalkalgenknollen gebildet.

Vom Meridian der Äusseren Klus an westwärts bis zur Hasenmatt hat der oberste Teil der Holzflue-Schichten beidseits des Dünnerntales eine geringe Wetterfestigkeit. Das Gestein wittert deshalb an Wänden von mehr oder weniger eben gelagerten Schichten als Nischen aus und bildet bei steilstehenden Schichten tiefe Kehlen (Comben). Deshalb wurde es früher Höhlenkalk genannt (F. LANG 1863). Die Schicht wurde vermutlich erstmals von DESOR & GRESSLY (1859, S. 75) «calcaire blanc de Ste-Vèrene» genannt, nach der Einsiedelei St. Verena 2 km nördlich von Solothurn, die als Typuslokalität zu gelten hat (vgl. H. THALMANN 1966, S. 30). Das beste Profil befindet sich in der Wolfsschlucht bei Welschenrohr (Profil 7). Es wird vorgeschlagen, im Profil 9 die Schicht 19 als Unterabteilung der Holzflue-Schichten Verena-Schicht zu nennen. Der auf S. 78 beschriebene Gesteinscharakter ist beidseits des Dünnerntales sehr konstant. Im Dünnschliff 8/13 (Taf. XIII, Abb. 50) kann im Gegensatz zu 9/19 festgestellt werden, dass die grossen Bahamide eine Porosität aufweisen. Die in einem normalen Dünnschliff ge-

fundenen Poren von bis zu 120 μ Durchmesser wurden auch in einem 3–6 μ dicken, beidseits polierten Schliff in gleicher Häufigkeit und Grösse festgestellt. Sie sind also nicht beim Schleifprozess entstandene Löcher. Diese Poren stimmen in Form, Grösse und Häufigkeit mit den auf S. 49 beschriebenen überein. Dagegen zeigt das mikro- bis mittelkristalline Kalzitmosaik der Grundmasse keine Porosität. Die geringe Wetterfestigkeit der Verena-Schicht ist also vermutlich durch die wahrscheinlich primäre Porosität der Komponenten, nicht des Zementes, bedingt. Diese Poren sind auf Abb. 50 (Taf. XIII) eben noch zu erkennen.

In der Schlucht des Lochbach westlich der Hasenmatt (Profil 27 von P. A. ZIEGLER 1956) zeigt die Verena-Schicht eine abweichende Ausbildung. Sie wird durch einen dünnplattigen, 9–10 m mächtigen¹ Oolith vertreten (Schichten 14 und z. T. 15 des Profils 27 von P. A. ZIEGLER 1956). Das beste Unterscheidungsmerkmal der Verena-Schicht gegenüber den liegenden und hangenden Kalkareniten ist, dass die Komponenten beim Anschlagen mehrheitlich nicht durchbrechen (vgl. S. 77 und 85). Die Verena-Schicht führt im Untersuchungsgebiet keine Kalkalgenknollen – im Gegensatz zu den liegenden Kalkareniten – und hat als Grundmasse stets einen Sekundär-Zement.

Die Verena-Schicht lässt sich westwärts über das Untersuchungsgebiet hinaus verfolgen. Die Ostgrenze des Verbreitungsgebietes liegt in der Farisbergkette östlich von der Inneren Klus. In der Äusseren Klus herrschen am Chluser Roggen besondere Verhältnisse: nördlich von der grossen, wahrscheinlich prä-eozänen Störung, die zwischen Pt. 702 und Pt. 752 durchzieht (vgl. Fig. 4), wittert die ganze obere Hälfte der durchgehend oolithischen Holzflue-Schichten in grossen Nischen aus. Direkt an der Störung (Profil 17) kann die Verena-Schicht nicht mehr vom Liegenden unterschieden werden. Etwa 200 m süd-östlich dieser Störung werden die oberen Holzflue-Schichten an einer schwach nach SE geneigten Bruchfläche abgeschnitten.

Die Abgrenzung der Verena-Schicht nach unten kann im Feld vor allem nach der Wetterfestigkeit des Gesteins vorgenommen werden, ausser in der Äusseren Klus. Als weiteres Unterscheidungsmerkmal dient der Zement: Bei der Verena-Schicht ist der Zement meist «klar», d. h. grobkristallin, und bei den liegenden Oolithen teils «klar», teils «trüb», d. h. mikrokristallin (vgl. S. 77f.). Die Abgrenzung nach oben muss oft ebenfalls nur nach der Wetterfestigkeit und der Beschaffenheit des Zementes erfolgen, da die Kalke der tiefsten Kimmeridge-Stufe von denen der mittleren Holzflue-Schichten häufig nicht zu unterscheiden sind. Dies gilt für Profil 9 (Steinibachtobel), Profil 7 (Wolfsschlucht) und Profil 12 (Rüschgraben). An den anderen Aufnahmepunkten sind die tiefsten Kimmeridge-Kalke nicht oolithisch, sondern mikrokristallin und homogen. Bei Egerkingen (Profil 19) enthalten sie Glaukonit, und bei Gänsbrunnen liegt über der Verena-Schicht eine 3,80 m mächtige Mumienbank mit frisch blaugrauen Kalkalgenknollen von bis zu 4 cm Durchmesser.

Die Holzflue-Schichten östlich von der Äusseren Klus sind teils Oolithe, teils mikritische Kalke, teils Korallenkalke mit mikritischer Grundmasse und teils diagenetische Marmore (Taf. XIX, Sammelprofil 1). Bei Egerkingen, wo sie von der Kimmeridge-Stufe überlagert werden, kann zur Abgrenzung der spärliche Glaukonit der tiefsten Kimmeridge-Gesteine benutzt werden. Für die Abgrenzung nach unten ist das Aufsuchen der Hauptmumienbank unumgänglich, besonders da, wo der Holzflue-Oolith sehr ähnlich aussieht wie der Steinibach-Oolith (z. B. Profil 14, Gschlief). Ostwärts verfinger sich der tiefere Teil der Holzflue-Schichten mit dem Oltener Riff. Ihr oberer Teil geht über dem Riff allmählich in die aargauischen Letzi-Schichten über. Im Horngraben (Profil 15) erreichen die Holzflue-Schichten ein Mächtigkeitsmaximum von 92 m. Die geringste Mächtigkeit von 19 m wurde im Profil 5 (Gänsbrunnen) gefunden.

Das Alter und die Korrelation werden auf S. 99f. diskutiert.

¹ Die Mächtigkeit der Verena-Schicht ist also auf Taf. XIX der vorliegenden Arbeit am Westende des Sammelprofils 1 zu gross eingezeichnet. Am Westende des Sammelprofils 2 (Profil 5, Gänsbrunnen) ist die Verena-Schicht nur 7,8 m mächtig, statt wie eingezeichnet 16 m. Die lithologische Ausbildung ist dort gleich wie im Dünnerntal.

3. TEIL: BIOSTRATIGRAPHIE

(Fossilinhalt der lithostratigraphischen Einheiten)

A. Gebiet Donau – Randen – Klettgau

1. Tiefste Schichten der Oxford-Stufe

Der glaukonitische Tonmergel der unteren Oxford-Stufe enthält schlecht erhaltene, etwas kalkreichere Steinkerne von Ammoniten, v. a. Perisphinctiden, sowie Belemniten. Cardiocerasen sind wenig häufig (siehe ZEISS 1958 und GYGI 1966, S. 939). Selten finden sich Gastropoden. Eine Mikrofauna ist nicht vorhanden. Der kalkige Gesteinsanteil besteht zu etwa 30 % aus unbestimmbarem Fossildetritus in Korngrößen von < 1 mm.

2. Wildegger Formation

a) Effinger Schichten

Die Glaukonitbank an der Basis der Effinger Schichten des Randen enthält neben den Schwämmen fast nur Ammoniten. Die Schwämme machen etwa 10 % des Gesteins aus und die Ammonitensteinkerne 0,56 % (Profil 80, Siblingen). Dies ist die grösste im ganzen Untersuchungsgebiet gefundene Ammonitenhäufigkeit. Die Zusammensetzung der Ammonitenfauna ist in Tab. 2 dargestellt.

Tabelle 2: Fauna der Schicht 80/7, Siblingen

	Anzahl	
<i>Ochetoceras</i>	12	} Total der Sichelripper: 53 %
<i>Campylites</i>	1	
<i>Trimarginites</i>	2	
<i>Glochiceras</i>	1	
<i>Perisphinctes</i>	11	
<i>Gregoryceras</i>	3	

Die hangenden Mergel und Mergelkalke sind, wie SCHALCH (1916) feststellte, sehr fossilarm. Im Profil 87 am Eichberg lieferten sie lediglich *Glochiceras* cf. *microdomum* und ein Exemplar von *Aulacothyris impressa* (BRONN). Schicht 75 ist reich an Kleinforaminiferen (siehe Taf. XVI).

3. Villiger Formation

a) Hornbuck-Schichten

Die Hornbuck-Schichten bestehen zu 10–30 % aus Schwammkalk. Dieser enthält seinerseits etwa 15 % Schwämme. Da die Schwämme mehrheitlich vollständig fossilisiert sind, wird angenommen, dass die heute sichtbare Verteilungsdichte ungefähr der Besiedlungsdichte entspricht. In enger Nachbarschaft mit den Schwämmen kommt die übrige, ziemlich häufige Makrofauna vor, insbesondere da, wo die Schwämme lockere Rasen gebildet haben. Die Makrofauna des Profils 82 (Churz Tal bei Siblingen) ist in Tabelle 3 zusammengestellt.

b) Küssaburg-Schichten

Schon F. J. & L. WÜRTEMBERGER (1866) stellten fest (S. 30), dass die Küssaburg-Schichten fossilarm sind. Die Hauptmasse der normalen, feinkörnigen Bankkalke enthält selten Ammoniten, gelegentlich auch Aptychen. Muscheln sind noch seltener. Die obersten Küssaburg-Schichten bestehen bis zu 30 %

aus Echinodermengrus (vgl. S. 57 f.). Bei Beggingen fand sich im Mergelkalk unter der Knollen-Schicht ein Seeigel (*Collyrites* sp.). In der Knollen-Schicht selbst bestehen an dieser Lokalität etwa 10% des Echinodermensandes aus erkennbaren Crinoiden-Stielgliedern. Deren wirklicher Anteil ist wahrscheinlich ein Vielfaches davon. Die Zerkleinerung der Stielglieder dürfte vor allem durch bohrende Lebewesen erfolgt sein, da die grösseren Trochitenteile von Bohrlöchern von 15 bis zu 330 μ Durchmesser durchzogen sind und keinerlei Kreuz- oder Feinschichtung zu erkennen ist.

Tabelle 3: *Fauna der Hornbuck-Schichten vom Churz Tal, Siblingen (Profil 82)*

	Anzahl	in %
Brachiopoden	4	
Lamellibranchiaten	4	
Gastropoden	1	
Ammoniten	39	81
Ammoniten:		
<i>Ochetoceras</i>	2	} Total der Sichelripper: 70%
<i>Trimarginites</i>	3	
<i>Taramelliceras</i>	18	
<i>Glochiceras</i>	4	
<i>Amoeboceras</i>	2	
<i>Perisphinctes</i>	4	
<i>Epipeltoceras</i>	3	
<i>Sowerbyceras</i>	2	
Indet.	1	

Idoceras planula (HEHL) wurde in den Küssaburg-Schichten nicht gefunden. Von grösserer Bedeutung ist, dass F.J. & L. WÜRTENBERGER (1866), die jahrelang intensiv gesammelt haben, auf S. 34 ausdrücklich festhalten, dass «*Ammonites Balderus* OPP.» in den Küssaburg-Schichten noch nicht vorkommt. Mit dem «*A. Balderus*» kann nur *Idoceras planula* (HEHL) gemeint sein. Schwämme treten nur in der Knollen-Schicht auf, und auch da nicht durchgehend.

c) Wangental-Schichten

Die Wangental-Schichten enthalten wie die Küssaburg-Schichten vor allem Ammoniten, während Muscheln und Brachiopoden in der schwammfreien Bankfazies selten vorkommen. Die Ammoniten sind zahlreicher als in den Küssaburg-Schichten. Perisphinctiden und Sichelripper sind zu etwa gleichen Teilen vertreten. Am häufigsten sind *Idoceras planula* (HEHL) und *Taramelliceras litocerum* (OPP.). Im Wisse Rise oberhalb von Beggingen (Profil 85) tritt 8,5 m über der Knollen-Schicht eine 5 cm mächtige Bank auf, die zu mehr als 10% aus ganzen Trochiten und deren Trümmern besteht. Diese liegen in einer Grundmasse, welche schlierenweise fast ganz aus Bahamiden (Kotpillen?) zusammengesetzt ist. Darüber und darunter ist keine crinoidenführende Bank aufgeschlossen. Oberhalb vom Nesselboden südöstlich von Beggingen enthält ganz lokal die Knollen-Schicht Crinoiden (vgl. S. 58). Dasselbe gilt für einen Steinbruch östlich von Hemmenthal (Profil 84).

Kalkbänke mit groben Crinoidentrümmern treten also im Randen unter und über der Grenze Küssaburg/Wangental-Schichten auf und sind sicher kein durchziehender Leithorizont (vgl. S. 58). Schwämme erscheinen über der Knollen-Schicht erst wieder in den obersten Wangental-Schichten und tiefsten Schwarzbach-Schichten und bilden dort einen durchgehenden Horizont. Mit ihnen ist eine reiche Fauna von Ammoniten, Brachiopoden, Muscheln und Crinoiden vergesellschaftet. Die Crinoiden bilden auch hier keinen durchgehenden Horizont. Die Schwämme dominieren mengenmässig. Nach ihnen sind die Ammoniten am häufigsten.

B. Aargauer Jura

(vom Ostende der Lägern bis Gösgen östlich von Olten)

1. Eisenoolithischer Kalk der unteren Oxford-Stufe

Der eisenoolithische Kalk der unteren Oxford-Stufe enthält stets Ammoniten des Callovian. Oberhalb der Schellenbrücke nordöstlich von Küttigen (Profil 32) ist er in zwei Bänke aufgeteilt, die von einer dünnen Mergellage getrennt sind (Taf. XVII). Hier erkennt man, dass die untere Bank und die Mergellage (Schichten 32/1–2) der Callovian-Stufe angehören. Die Schicht 3 enthält neben Oxford-Ammoniten noch 4 aufgearbeitete Stücke aus dem Callovian. Ihre Fauna ist in Tab. 4 zusammengestellt.

Tabelle 4: *Fauna der Schicht 32/3, Schellenbrücke*

	Anzahl	in%
Brachiopoden	1	
Gastropoden	3	
Ammoniten (total)	22	
davon aus dem		
Callovian	4	
Oxford-Ammoniten	18	69
Ammoniten:		
<i>Campylites</i>	1	} Total der Sichelripper: 11 %
<i>Taramelliceras</i>	1	
<i>Cardioceras</i>	9	
Perisphinctiden	6	
<i>Sowerbyceras</i>	1	

An anderen Orten enthält die Schicht Muscheln, v.a. Austern: Profil 37a, Wildeggen, Profil 55, Grund und Profil 64, Mandacher Höhe. Im Raume Zurzach, beidseits des Rheins, führt sie Kalkalgen: Profil 67, Strassenanschnitt südwestlich von Zurzach und Profil 73, Berchenwald nördlich von Dangstetten (vgl. S. 63). Bemerkenswert ist der Fund einer Sternkoralle im Profil 55 (Grund west-nord-westlich von Schinznach Dorf, siehe S. 45). Es ist ein Charakteristikum dieser Schicht, dass sie fast überall Mikroorganismen führt (vgl. S. 45 f.).

2. Wildegger Formation

a) Birmenstorfer Schichten

Wie die Lithologie ist auch die Fauna der Birmenstorfer Schichten im Aargauer Jura sehr konstant. Es genügt deshalb die Besprechung des besten Aufschlusses, der sich im Eisengraben bei Mönthal befindet (Profil 60, Taf. XVII, vgl. S. 64).

Aus Profil 60 geht hervor, dass die tiefsten Birmenstorfer Schichten relativ fossilarm sind. Die mergeligen Lagen sind etwa in der Mitte der Schichtfolge am fossilreichsten und die Kalkbänke in deren oberem Teil. Die Zusammensetzung der Fauna ist unabhängig von der Häufigkeit in allen Niveaux etwa gleich, weshalb sie für die ganze Schichtfolge zusammengenommen dargestellt werden kann (siehe Tab. 5). Die Schwämme und erkennbaren Schwammteile machen etwa 20% des Gesteins aus.

Korallen fehlen vollständig. Ob Algen an der Gesteinsbildung teilgenommen haben, lässt sich nicht mit Sicherheit feststellen (vgl. S. 60). Foraminiferen sind sehr zahlreich vorhanden. Sie sind von H. OESTERLE (1968) untersucht worden, während B. Kalden (Tübingen) die Bryozoen bearbeitet.

b) Effinger Schichten

Dieses Schichtglied ist auch im Aargau sehr fossilarm. Nahe der Untergrenze führen die Effinger Schichten im Raume Wildeggen–Schinznach Schwämme, mit denen eine ziemlich reiche Fauna von

Cephalopoden, Brachiopoden und Crinoiden vergesellschaftet ist (Profil 37a). Bei Baldingen wurde in den oberen Effinger Schichten (Profil 69; Taf. XIX, Sammelprofil 1) ein kleines Schwammbioherm festgestellt (vgl. S. 56). In den Mergeln der Effinger Schichten findet man fast nur Mikrofossilien, wie Foraminiferen, Ostracoden, Dinoflagellaten und Sporen (GYGI & STUMM 1965; F.J. GSELL 1968). In Schicht 37/54 kommen pyritisierte Embryonen von Gastropoden und Lamellibranchiaten vor. In den kalkigen Bankfolgen treten selten unbestimmbare Perisphinctiden und Amoeboceraten auf. Die einzigen zwei bestimmbaren Exemplare von *Amoeboceras alternans* v. BUCH aus den Effinger Schichten fanden R. Trümpy und J. Haller im April 1967 in einem kleinen Steinbruch im Gerstenhübelkalk nördlich von Mönthal an der Strasse zum Burersteig (Koord. 653.100/263.800).

Tabelle 5: Fauna der Birmenstorfer Schichten im Eisengraben (Profil 60)

	Anzahl	in %
Brachiopoden	18	
Lamellibranchiaten	2	
Gastropoden	3	
Ammoniten	92	79
Echinodermen (Seeigel)	1	
Ammoniten:		
<i>Ochetoceras</i>	7	
<i>Campylites</i> (<i>Neoprionoceras</i>)	1	
<i>Trimarginites</i>	19	Total der Sichelripper: 48 %
<i>Taramelliceras</i>	8	
<i>Glochiceras</i>	16	
<i>Pachyceras</i>	1	
Perisphinctiden	39	
<i>Gregoryceras</i>	1	

Im Natur- und Heimatmuseum in Aarau liegen mehrere grosse Exemplare von nicht näher bestimmbaren *Perisphinctes* s. str. vom alten Zementsteinbruch am Nordhang des Egghübel nordöstlich von Küttigen. Zu erwähnen ist schliesslich eine Fauna von *Perisphinctes*, *P. (Dichotomoceras) bifurcatus* QU., *Microbiplices*, *Euspidoceras* usw. aus den unteren Effinger Schichten des alten Zementsteinbruches von Oberehrendingen (Profil 51). Die Stücke stammen aus der Sammlung L. Rollier am Geologischen Institut der ETH (Zürich) und sind gegenwärtig bei R. Enay (Lyon) in Bearbeitung (vgl. ENAY 1966, S. 274f.).

Im Raume Olten–Born enthalten die obersten Effinger Schichten eine reiche Muschelfauna (siehe Profil 21, Taf. XVIII). Im übrigen kann auf die Fossilliste von MOESCH (1867) verwiesen werden.

c) Geissberg-Schichten

Die Geissberg-Schichten enthalten neben wenig Gastropoden vor allem dünnschalige, schlamm-bewohnende Muscheln wie *Pholadomya*, *Goniomya*, *Pleuromya* und *Astarte*, sowie *Trigonia* und *Iso-gnomon* (vgl. S. 22). Deren Häufigkeit nimmt von unten nach oben zu.

Im Heidenloch südlich von Olten (Profil 25) treten in den mittleren Geissberg-Schichten zahlreiche *Aequipecten aequivalvis* (SOW.) auf sowie grosse, nicht näher bestimmbare Perisphinctiden. Im Aargau sind die Geissberg-Schichten frei von Ammoniten.

3. Villiger Formation

a) Crenularis-Schichten

In den Crenularis-Schichten dominieren wieder die Schwämme, die bei Mellikon und Baden Bioherme bilden (Profil 47 und 70, Taf. XVII und S. 29 f.). Neben den Schwämmen wirkten vermutlich kalk-

abscheidende Algen als wichtige Gesteinsbildner. Nach den Schwämmen und Algen überwiegen bei Mellikon (Profil 70) noch die Ammoniten, bei Würenlingen (Profil 65) aber schon die Pholadomyen, v. a. die grosse Art *Ph. paucicosta* ROEM. Unter den Ammoniten herrschen bei Mellikon die Perisphinctiden vor. Das westlichste *Taramelliceras* wurde am Süden der Ifuh (nordöstlich von Brugg) festgestellt. Weiter westlich findet man nur noch Perisphinctiden, von denen die letzten am Ausgang des Roggenhauser Tälchens bei Wöschnau auftreten (Profil 29). Die Crenularis-Schichten zeichnen sich durch das Auftreten von grossen Decipien und sehr grossen Ringsteadien aus, von denen bis jetzt trotz guter Erhaltung noch keine einer bekannten Art zugeordnet werden konnte. Das Original zu *Ringsteadia vicaria* (MOESCH 1867) ist das Bruchstück eines schlecht erhaltenen, unbestimmbaren Phragmokons. Grosse Decipien und *Perisphinctes* s. str. sind für die Crenularis-Schichten charakteristisch. MÜHLBERG (1908, S. 43) erwähnt «viele oft wagenradgrosse planulate Ammoniten» irrthümlicherweise aus den Geissberg-Schichten. Von diesen liegen einige Stücke im Natur- und Heimatmuseum Aarau. Sie können keiner beschriebenen Art zugeordnet werden. Die Fossilausbeute der Crenularis-Schichten des Profils 70 (Mellikon) ist in Tab. 6 zusammengestellt.

Tabelle 6: Fauna der Crenularis-Schichten von Mellikon (Profil 70)

	Anzahl	in %
Brachiopoden	2	
Lamellibranchiaten	3	
Ammoniten	14	70
Seeigel	1	
Ammoniten:		
1 <i>Taramelliceras costatum</i> (QU.)		} Total der Perisphinctiden: 86 %
1 <i>Orthosphinctes</i> (<i>Pseudorthosphinctes</i>) <i>kirkdalenensis</i> ARKELL		
1 <i>Orthosphinctes triplex</i> (QU.), am Geolog. Inst. ETH		
1 <i>Lithacoceras</i> sp.		
1 <i>Perisphinctes</i> sp.		
3 <i>Decipia</i> (<i>Decipia</i>) sp. = <i>Decipia</i> (<i>Decipia</i>) cf. <i>decipiens</i> ENAY 1962		
2 <i>Decipia</i> sp.		
2 <i>Ringsteadia</i> sp. A, ein Stück mit ganzer Wohnkammer und Mundsäum, $\varnothing$ 540 mm, = <i>R. pseudo-yo</i> SALFELD 1917?		
1 <i>Ringsteadia</i> sp. B, $\varnothing$ 405 mm, fast vollständig, steht <i>R. frequens</i> SALF. nahe		
1 <i>Epipeltoceras</i> cf. <i>bimammatum</i>		

b) Wangener Schichten

Die Wangener Schichten in normaler, porenarmer Bankfazies sind fossilarm. Dagegen enthält die kreidige Fazies des Bözberg/Geissberg-Gebietes eine ziemlich reiche Muschelfauna, der wenige Ammoniten beigemischt sind. Es kommen Perisphinctiden, *Taramelliceras* und *Glochiceras* vor. Bei Baden (Profil 47) und Baldingen (Profil 69) enthalten die Wangener Schichten Schwämme.

Die Knollen-Schicht führt im Aargau vom Chestenberg an ost- und nordostwärts durchgehend Schwämme. In ihr ist die Fauna angereichert.

c) Letzi-Schichten

Die Letzi-Schichten sind, abgesehen von ihrem obersten Teil, fossilarm. Eine Ausnahme bildet Bank 62/62 (Villiger Geissberg), die reich an Brachiopoden ist und dadurch einen lokalen Leithorizont bildet. Am Geissberg fand sich in der unteren Hälfte der Letzi-Schichten ein *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) *tiziani* (OPP.) (Taf. XVII). Bei Mellikon (Profil 70, Taf. XVII) kommen in der oberen Hälfte neben Muscheln *Glochiceras*, *Taramelliceras*, *Idoceras* und *Sutneria* vor. In den obersten Letzi-Schichten

können auch Schwämme auftreten, z.B. im Profil 54 am Ostende der Lägern und im Profil 70 bei Mellikon. In der Gegend von Baden enthalten sie fast in allen Niveaux Schwämme (siehe Profil 47, Taf. XVII):

4. Badener Schichten

Die Badener Schichten – soweit sie bei Baden noch in die Oxford-Stufe fallen – führen vor allem Ammoniten. Da die typischen Badener Schichten, etwa vom Villiger Geissberg, nach der Lithologie mit den Crenularis-Schichten verwechselt werden können und da sie einen guten Leithorizont zur Abgrenzung der Oxford-Stufe bilden, wird hier noch kurz auf deren Fossilinhalt eingegangen. Der beste Aufschluss befindet sich im Steinbruch der Schweiz. Sodafabrik bei Mellikon, Profil 70 (Taf. XVII). Schicht 70/125 (obere Badener Schichten) ist im ganzen Aargau steril. Die Ausbeute aus den Schichten 70/120–124 ist in Tab. 7 zusammengestellt.

Tabelle 7: Fauna der unteren Badener Schichten von Mellikon (Profil 70)

	Anzahl	in %
Brachiopoden	15	
Lamellibranchiaten	5	
Belemniten	1	
Ammoniten	102	83
Ammoniten der Schicht 124:		
<i>Taramelliceras</i>	2	Total der Sichelripper: 14%
<i>Glochiceras</i>	4	
<i>Creniceras</i>	1	
<i>Streblites</i>	7	
<i>Orthosphinctes</i>	1	Total der Perisphinctiden: 68%
<i>Lithacoceras</i>	4	
<i>Ataxioceras</i>	37	
<i>Balticeras?</i>	2	
<i>Pachypictonia</i>	1	
<i>Rasenia</i>	21	
<i>Sutneria</i>	1	
<i>Katrolliceras</i>	1	
<i>Aspidoceras</i>	17	
<i>Nebroditites</i>	1	

Man erkennt, dass die Ammoniten stark dominieren, und unter diesen die Perisphinctiden vorherrschen. In Mellikon zeigt die Fauna der Crenularis-Schichten etwa die gleiche Zusammensetzung, ist aber viel weniger häufig, und die Lithologie sowie die Mächtigkeit der Crenularis-Schichten sind von denen der Badener Schichten sehr verschieden. Westlich des Meridians von Würenlingen, wo Lithologie und Mächtigkeit der beiden Schichten ähnlich sind, bleibt die Faunenvergesellschaftung der Badener Schichten bis an den Chestenberg etwa gleich wie bei Mellikon, während in den Crenularis-Schichten dieses Gebietes die Pholadomyen häufiger sind als die ganze übrige Makrofauna.

Am Born findet man in den Äquivalenten der Badener Schichten von den Ammoniten nur noch Perisphinctiden (*Decipia*, *Ataxioceras*, *Rasenia*, *Balticeras?*, *Pachypictonia*). Es herrschen die Muscheln, vor allem Pholadomyen, vor. In Bank 21/58 tritt *Entolium* massenhaft auf. Echiniden (*Collyrites*) sind zahlreich.

Als westlichste Ammoniten in diesen Schichten wurden bei Egerkingen, Schicht 19/17, Perisphinctidenbruchstücke gefunden.

An dieser Stelle sei nochmals auf die Bänke mit Kalkalgenknollen vom Löchli (S. 74), von Schönenwerd (S. 74) und die Korallen vom Heidenloch südlich von Olten (S. 22) und vom Geissberg (S. 63) verwiesen.

C. Solothurner Jura

1. Eisenoolithischer Kalk der unteren Oxford-Stufe

Die Fauna des eisenoolithischen Kalkes der unteren Oxford-Stufe bleibt bis zur Äusseren Klus gleich wie im Aargau. Im Gschlif (Profil 14) besteht sie nach A. ERNI (1934) vor allem aus Ammoniten (*Quenstedtoceras*, *Euaspidoceras*).

2. Wildegger Formation

a) Birnenstorfer Schichten

Von Olten an westwärts verarmt die Fauna der Birnenstorfer Schichten. Westlich von Hinter Weissenstein ist die Schichtfolge in der südlichen Randkette fast ganz fossilleer, während ihre Mächtigkeit zunimmt. Zwei Ammonitenfunde sind von Bedeutung: Einerseits ein *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) cf. *parandieri* aus Schicht 14/19 (Gschlif) und anderseits ein *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) cf. *antecedens*, den M. A. ZIEGLER (1962, S. 36) aus den unteren «Birnenstorferkalken» der Gorges de Court angibt. Die Bestimmung dieses Stückes wurde überprüft und kann bestätigt werden.

b) Effinger Schichten

Die Effinger Schichten scheinen im Weissensteingebiet etwas fossilreicher zu sein als im Aargau. Die kalkreichen Bänke enthalten ziemlich oft Bruchstücke von Perisphinctiden, doch konnte bis jetzt kein einziges bestimmbares Stück gefunden werden. Die unteren Effinger Schichten von Oberbuchsiten haben CARTIER (1861) eine gute Fossilausbeute geliefert.

3. Balsthaler Formation

Ein isoliertes Vorkommen von Kalken, die den Geissberg-Schichten sehr ähnlich sind, ist auf S. 83 kurz beschrieben worden. Der obere Teil jener Kalke enthält die gleiche Muschel- und Gastropodenfauna wie die Geissberg-Schichten der Typuslokalität.

Die Balsthaler Formation ist fast frei von Kieselschwämmen und enthält nur sehr selten Ammoniten. Ein unbestimmbarer Perisphinctide wurde im unteren Steinibach-Oolith des Durchbruchs südlich von den Höfen Solterschwang (4 km nordöstlich von Welschenrohr) gefunden. W. Bolliger (Basel) fand einen *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) sp. in Schicht 14/154 (Gschlif), während Schicht 14/137 ein Bruchstück eines *Euaspidoceras* lieferte. Ausserhalb des Untersuchungsgebietes, in den Gorges de Court, fand ich 1958 einen *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) cf. *tiziani* (siehe M. A. ZIEGLER 1962, S. 42 und Taf. II/22, Schicht 3).

Als Gesteinsbildner sind Korallen und Hydrozoen am wichtigsten. Sie bilden entweder dünne, ausgedehnte Rasen wie in den Schichten 14/163, 165 und 167 (Gschlif), oder sie kommen in mächtigen, massigen Kalken vor, die eine «Grundmasse» von Kalkpelit oder Bahamit bis Biokalkarenit haben. In den unteren Günsberger Schichten sind diese Bildungen als Korallen/Hydrozoenrasen mit langer Wachstumszeit zu betrachten, d. h. als «blanket reef» im Sinne von T. A. LINK (1950, S. 284). In der Region Olten–Born war das Wachstum der Korallen und Hydrozoen von der Ablagerungszeit der oberen Geissberg-Schichten an bis zur Bildungszeit der mittleren Letzi-Schichten auf einen begrenzten Raum beschränkt. Ob dieser die Gestalt eines SW–NE verlaufenden Rasens oder eines «blanket reefs» hatte, kann nicht entschieden werden, weil die obere Oxford-Stufe im Raume von Olten nur auf einem schmalen Streifen zutage tritt. Da der Oltener Korallenkalk am Born und weiter nördlich und westlich vor allem eine mikritische Grundmasse hat, was nach HENSON (1950, S. 235) auch bei Riffkalken vorkommt, und nahe an seiner Ostgrenze überwiegend aus grobem Biokalkarenit besteht, ist es wahrscheinlich, dass es sich bei diesem Korallenkalk um ein Barriere-Riff mit geringer Erhebung über die Umgebung handelt (vgl. P. A. ZIEGLER 1956, S. 63), dessen Wachstum dauernd durch den Gezeitenbereich nach oben begrenzt

war. Das Gestein besteht zum grössten Teil aus Kalkpelit und feinem biogenem Detritus. MAXWELL, DAY & FLEMING (1961, S. 230) geben an, dass auf der Riffplattform des Heron Island (Great Barrier Reef, Australien) der organogene Detritus stark über die lebenden Organismen überwiegt. Von einem gegen Wellenschlag resistenten Gerüst der riffbildenden Organismen im Oltener Korallenkalk ist nichts zu sehen. Ein solches wäre an der Riff-Front gegen das tiefere Wasser zu suchen, doch ist jener Teil des Riffs nicht aufgeschlossen. Die Tatsachen, dass am Ostrand des Oltener Korallenkalkes die Fazies sprunghaft ändert und dass viele Kalkbänke der im E anschliessenden Schichtfolge reich an feinem organogenem Detritus sind, weisen eher auf einen geschlossenen Riffgürtel hin als auf ein isoliertes «blanket reef» (siehe auch S. 109). Die Höhendifferenz zwischen der Riffplattform und dem unmittelbaren Vorriffbereich hat vermutlich nie mehr als 10 m betragen. Dass die Riffplattform im Gezeitenbereich gelegen hat, ist deshalb wahrscheinlich, weil die Bankfugen im Profil 21 zwischen den Schichten 28 bis 36 eben sind, in Schicht 35 eine Lage von grobem organogenem Detritus parallel zu den genannten Bankfugen auf Riffkalk liegt und weil in Schicht 35 Bohrmuscheln der Gattung *Lithodomus*, die sehr seichtes Wasser bevorzugen, häufig sind. Die genannte, aus der Mächtigkeitsdifferenz zwischen gleich alten Riff- und Vorriffgesteinen ermittelte Höhendifferenz von 10 m dürfte primär noch wesentlich geringer gewesen sein, da der dem Riff vorgelagerte Kalkschlamm im Gegensatz zum Riffkalk eine erhebliche Kompaktion durchgemacht haben dürfte (siehe Taf. XIX). Es ist auch von Bedeutung, dass die riffnahen Wangener und Letzi-Schichten keine Ammoniten enthalten, sondern nur Muscheln (z. B. *Pinna*).

Der Fossilgehalt der oberen Oxford-Stufe nimmt westlich von Olten von unten nach oben ab. Während die unteren Günsberger Schichten noch eine ziemlich reiche Fauna von Korallen, Hydrozoen und Echiniden aufweisen, ist der Steinibach-Oolith bis auf wenige Patch-Riffe und Kalkalgenknollen fossil-leer. Die Hauptmumienbank enthält neben Kalkalgenknollen und lokalen Korallenrasen zahlreiche Austern. Zur Ablagerungszeit des Holzflue-Oolithes waren hinter der Oltener Riffbarriere wiederum nur wenige Patch-Riffe vorhanden, während im umgebenden Oolith eine geringe Zahl von Kalkalgenknollen lebten. In der Zeit, als sich der Verena-Oolith bildete, war der Bereich westlich von Olten weitgehend ohne Benthos.

D. Zusammenfassung

Die untere Oxford-Stufe enthält im Aargau eine häufige, an Arten und Gattungen reiche Fauna mit Vorherrschaft der Ammoniten. Gegen die Mergelfazies im NW und NE nimmt die Häufigkeit der Ammoniten ab.

Die Wildegger Formation enthält über den Birnenstorfer Schichten im ganzen Untersuchungsgebiet fast nur Mikrofossilien. Ammoniten sind selten. Makrobenthos liegt in den Effinger Schichten bei Wildegger nur in Form von pyritisierten Embryonen und seltenen Perisphinctiden vor.

Die obere Oxford-Stufe enthält zwei scharf geschiedene Faunenvergesellschaftungen. Diejenige östlich von Olten wird von Kieselschwämmen und Ammoniten beherrscht. Korallen sind sehr selten. In der Vergesellschaftung westlich von Olten dominieren Korallen und Hydrozoen, während die Ammoniten sehr selten sind.

E. Wichtige Ammonitenarten für Korrelationen

Da vorgesehen ist, die im Rahmen dieser Arbeit gesammelten Ammoniten in einer gesonderten Publikation zu behandeln, mag hier eine blosse Aufzählung von wichtigen Arten genügen.

Untere Kimmeridge-Stufe:

Ataxioceras, siehe Profile 47, 62 und 70 (Taf. XVII).
Amoeboceras cricki SALFELD 1915, Profil 83 (Taf. XVI).
Sutneria platynota (REINECKE 1818), Profile 78 und 83 (Taf. XVI).

Obere Oxford-Stufe:

Sutneria galar (OPPEL 1863), Profile 70, 78 und 83 (Taf. XVI und XVII).
Taramelliceras (*Metahaploceras*) *wenzeli* (OPPEL 1863), Profil 70 (Taf. XVII).
Idoceras, Profile 70 und 82 (Taf. XVI und XVII).
Ringsteadia anglica SALFELD 1917, S. 101.
Lithacoceras (*Pseudorthosphinctes*?) *pseudopolyplocoides* GEYER 1961, 90/7 (18,7 m ab Basis), siehe Taf. XIX.
Taramelliceras kobyi (CHOFFAT 1893), 91/12 (6,5 m ab Basis), siehe Taf. XIX.
Epipeltoceras bimammatum (QUENSTEDT 1858), siehe Fig. 2.
Taramelliceras (*Taramelliceras*) *costatum* (QUENSTEDT 1849), Profil 70 (Taf. XVII).
Decipia latecosta (DOHM 1925), 66/16 (11 m ab Basis), siehe Taf. XIX.
Orthosphinctes (*Pseudorthosphinctes*) *kirkdalsensis* (ARKELL 1947), Profil 70 (Taf. XVII).

Mittlere Oxford-Stufe:

Perisphinctes (*Dichotomosphinctes*) *wartae* BUKOWSKI 1887, siehe GYGI 1966, S. 983, und in vorliegender Arbeit Taf. XVII.
Perisphinctes (*Arisphinctes*) *helenae* DE RIAZ 1898, non ARKELL 1939, Profil 60 (Taf. XVII).
Perisphinctes (*Dichotomosphinctes*) *dybowski* SIEMIRADZKI 1891, Profil 60 (Taf. XVII) und GYGI 1966, Taf. 2, Abb. 1.
Microbiplices divergens (OPPENHEIMER 1907), Profil 60 (Taf. XVII).
Gregoryceras romani (DE GROSSOUVRE 1917), Profil 80 (Taf. XVI).
Perisphinctes (*Dichotomosphinctes*) *dobrogensis* SIMIONESCU 1907, siehe GYGI 1966, S. 939 und Taf. 2, Abb. 2.
Perisphinctes (*Dichotomosphinctes*) *stenocycloides* SIEMIRADZKI 1899, Profil 80, Schicht 6 (Taf. XVI).
Perisphinctes (*Arisphinctes*) *tizianiformis* CHOFFAT 1893, 80/6, siehe GYGI 1966, S. 939 und Taf. 4, Abb. 4.
Perisphinctes (*Dichotomosphinctes*) *antecedens* SALFELD 1914, 80/6, siehe GYGI 1966, S. 939 und Taf. 3, Abb. 2.
Perisphinctes (*Dichotomosphinctes*) *auriculatus* ARKELL 1938, 80/6, siehe GYGI 1966, S. 939 und Taf. 4, Abb. 1.
Perisphinctes (*Arisphinctes*) *vorda* ARKELL 1939, 88/3 (0,5 m ab Basis), siehe Taf. XIX.
Perisphinctes (*Arisphinctes*) sp. = *P. (A.) helenae* in ARKELL 1939, siehe S. 101.
Perisphinctes (*Kranaosphinctes*) *cyrilli* NEUMANN 1907, S. 101.
Cardioceras (*Vertebriceras*) sp. = *Cardioceras* cf. *dieneri* ARKELL 1942, Profil 60, Schicht 3, siehe S. 101.

Untere Oxford-Stufe:

Perisphinctes (*Otosphinctes*) *paturattensis* DE LORIO 1901 = «*Properisphinctes bernensis* (LOR.)» in GYGI 1966, S. 939.
Cardioceras (*Cardioceras*) *persecans* BUCKMAN 1925, Profil 32 (Taf. XVII).

Wegen der unregelmässigen Verteilung der Ammoniten ist es vorläufig noch nicht möglich, die untersuchten Schichtfolgen lückenlos in Zonen zu gliedern.

4. TEIL: CHRONOSTRATIGRAPHIE

1. Korrelation der lithostratigraphischen Einheiten

Der eisenoolithische Kalk der unteren Oxford-Stufe führt Lamberticeraten (Taf. XVII, Profil 32 und 60), *Goliathiceras* (*Korythoceras*) *leachi* (J. SOWERBY 1819) (60/3, Taf. XVII) und *Cardioceras* s. str. (Taf. XVII, Profil 32). Danach sind in ihm die *lamberti*-Zone, die *mariae*-Zone (fraglich, vgl. GYGI 1966, S. 940) und die *cordatum*-Zone vertreten. Der unterste Teil dieses eisenoolithischen Kalkes mit Lamberticeraten fällt also nach den Empfehlungen des «Colloque du Jurassique Luxembourg 1962» (1964, S. 82) noch in die Callovian-Stufe und der obere in die untere Oxford-Stufe, z. T. sogar in die unterste *plicatilis*-Zone der mittleren Oxford-Stufe (vgl. S. 101). Im Randen entspricht seinem oberen Teil zeitlich ein stark glaukonitischer Tonmergel, die Schicht 80/5 (Taf. XVI). Dieser hat bisher nur nicht näher bestimmbare Exemplare von *Cardioceras* s. str. nebst einem *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) *paturattensis* DE LORIO 1901, = «*Properisphinctes bernensis* (LOR.)» in GYGI 1966, S. 939, geliefert.

Westlich vom Weissenstein geht der ganze eisenoolithische Kalk unter sehr starker Mächtigkeitszunahme in graue Mergel über (vgl. ROLLIER 1888). Es ist möglich, dass der Hardground, der den eisenoolithischen Kalk im Aargau nach oben begrenzt, zur gleichen Zeit gebildet worden ist wie der Oxydationshorizont an der Obergrenze der Schichten 80/5, Siblingen (Taf. XVI und S. 55) und 14/6, Gschlif (Taf. XVIII). Im Randen folgt über der oxydierten Oberfläche des stark glaukonitischen Tonmergels der unteren Oxford-Stufe ein schwach glaukonitischer Mergel mit von Kalkalgen umkrusteten Ammonitensteinkernen. Es ist die Schicht 80/6 (Taf. XVI), die dem «Mumienschichtle» von A. ZEISS (1955) entspricht. Sie hat bei Siblingen Ammoniten der *vertebrale*- und *antecedens*-Subzonen der *plicatilis*-Zone geliefert (GYGI 1966, S. 939). HAUERSTEIN (1966, S. 14) fand im gleichen Horizont in der Erzgrube Blumberg (Schicht 88/2 der vorliegenden Arbeit) *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) *parandieri* DE LORIO 1903. In Schicht 80/7 wurde *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) *martelli* (OPPEL 1863) gefunden neben anderen Vertretern der oberen *plicatilis*-Zone. Im «Mumienschichtle» und in der Glaukonitbank (80/7, = «Toucasianum-Bank» ZEISS 1955) an der Basis der Effinger Schichten des Randen sind also alle drei Subzonen der englischen *plicatilis*-Zone (vgl. CALLOMON 1960) vertreten.

Im Aargau sind diese zwei Horizonte im Profil 32, Schellenbrücke (Taf. XVII) wahrscheinlich als die Schichten 4 und 5 vertreten. Schicht 4 ist ein bräunlichgrauer Mergel mit Kalkknollen, der nur bis zur Unkenntlichkeit korrodierte Makrofossilien enthält. Auch Schicht 5, ein grauvioletter Mergelkalk mit vereinzelt Eisenoiden, hat keine Fossilien geliefert. Er enthält dunkelgrüne Mergelschlieren. Diese Schicht ist ein Leithorizont, der im Aargau stets an der Basis der Birmenstorfer Schichten auftritt, und möglicherweise der Schicht 80/7 (Taf. XVI) entspricht. Die Birmenstorfer Schichten führen im Aargau selten *Perisphinctes* (*P.*) *martelli* (OPP.) und *Perisphinctes* (*P.*) *parandieri* DE LORIO. Sie fallen also mit dem oberen Teil der *parandieri*-Subzone der *plicatilis*-Zone zusammen. Da OPPEL die «Zone des *Ammonites transversarius*» an den aargauischen Birmenstorfer Schichten definiert hat, d. h. diese Zone den Birmenstorfer Schichten gleichgesetzt hat (siehe OPPEL & WAAGEN 1866, S. 227), ergibt sich, dass die *transversarium*-Zone dem oberen Teil der obersten Subzone der englischen *plicatilis*-Zone entspricht. *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) *plicatilis* (SOW.) kommt in den aargauischen Birmenstorfer Schichten nicht mehr vor (vgl. ENAY 1966, S. 268). Als zeitliches Äquivalent der Birmenstorfer Schichten können im Randen und oberen Aitrachtal zwei bis drei Mergelkalk-Bänke über der Glaukonitbank der tiefsten Effinger Schichten betrachtet werden. Diese sind steril. Die Birmenstorfer Schichten des Kantons Aargau beginnen also über einer Schichtlücke, die der Zeit von mehr als zwei Ammoniten-Subzonen entspricht. Diese Schichtlücke scheint nach Westen an Bedeutung zu verlieren, was der Fund M. A. ZIEGLERS (1962) eines *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) cf. *antecedens* in der Klus von Court zeigt (vgl. S. 94). Dies bedeutet, dass die Sedimentation der Birmenstorfer Schichten in den Kantonen Solothurn und Bern

früher eingesetzt hat als im Aargau oder dass im Aargau der älteste Teil der Birmenstorfer Schichten nach der Ablagerung durch Korrosion und mechanische Abtragung des unlöslichen Rückstandes fast vollständig entfernt worden ist. Die Ausbildung der Schicht 32/4 (Schellenbrücke) macht die zweite Annahme wahrscheinlich. Es gibt keine Anzeichen dafür, dass die auf S.66 definierte Obergrenze der Birmenstorfer Schichten heterochron ist.

Innerhalb der Effinger Schichten fehlen sowohl litho- als auch biostratigraphische Kriterien für eine detaillierte Korrelation über grössere Strecken. Im Aargau können mehrere kalkige Bankfolgen über einige Distanz durchverfolgt werden (vgl. S.66). Eine Korrelation der kalkigen Bankfolgen der Effinger Schichten in den Profilen 14 (Gschlief) und 87 (Eichberg) mit dem Aargau ist jedoch nicht möglich (Taf. XIX). Dass die Obergrenze der Effinger Schichten wahrscheinlich heterochron ist, wurde schon auf S.68 erwähnt. Dies lässt sich biostratigraphisch nicht nachprüfen, da die oberen Effinger Schichten und die Geissberg-Schichten keine Ammoniten führen. Die Geissberg-Schichten sind eine kalkige Regionalfazies der obersten Effinger Schichten (vgl. S.68 und Fig.7), da die *Epipeltoceras bimammatum* (QU.) führenden Hornbuck-Schichten (vgl. Taf. XIX) direkt auf Effinger Schichten liegen und im Aargau *Epipeltoceras bimammatum* (QU.) und *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *costatum* (QU.) erst in den unteren Crenularis-Schichten erstmals auftreten (Profil 70, Taf. XVII). Auf Grund dieser zwei Ammonitenarten ist anzunehmen, dass die Crenularis- und die Hornbuck-Schichten etwa gleich alt sind.

Der nächsthöhere litho- und biostratigraphisch gut erfassbare Horizont sind die Schichten mit *Sutneria galar* (OPPEL 1863), d. h. die obersten Letzi- und teilweise die untersten Badener Schichten (vgl. S.73) im Aargau und die obersten Wangental- und untersten Schwarzbach-Schichten im Klettgau, Randen und Aitrachtal (vgl. Profile 70 und 83, Taf. XVI und XVII). Die Schichten mit *Sutneria galar* sind im Mülitobel (Profil 78, Taf. XVI) etwa 2,5 m mächtig. Im Steinbruch bei Mellikon (Profil 70, Taf. XVII) wurden in einem heruntergestürzten, kleinen Block vier Exemplare von *S. galar* gefunden. Dieser Block lässt sich mit grosser Wahrscheinlichkeit der Bank 70/109 zuordnen. Daraus ergäbe sich dort eine Mächtigkeit der *galar*-führenden Schichten von 3,5 bis 4 m. Die Bänke der obersten Wangental- und Letzi-Schichten stellen also einen ungewöhnlich scharfen biostratigraphischen Leithorizont dar. MOESCH (1867) gibt als westlichstes Vorkommen der *S. galar* Brunegg an. Bei den neuen Aufnahmen konnte westlich von Mellikon keine *S. galar* gefunden werden. Weniger als 1 m über den höchsten *S. galar* tritt in den Profilen 70 (Mellikon) und 83 (Summerhalde) *Sutneria platynota* (REINECKE 1818) auf. Mit diesem Ammoniten lässt man auf der Schwäbischen und Fränkischen Alb die Kimmeridge-Stufe beginnen. Die Obergrenze der Oxford-Stufe kann also von der Schwäbischen Alb über den Randen und Klettgau bis in den nördlichen Aargau biostratigraphisch sehr genau festgelegt werden.

Abzuklären bleibt die Einstufung der Wangener und Letzi-Schichten des Kantons Aargau und der Küssaburg- und Wangental-Schichten des Klettgau, Randen und der Schwäbischen Alb bis ins Lothengebiet. An der bekannten Fossilfundstelle des Sauserbrunnen bei Laufen an der Eyach (siehe U. KOERNER 1963, Abb. 73 und S. 383) wurde von mir das tiefste Bruchstück eines *Idoceras* cf. *planula* 5,2 m über der Obergrenze der stark glaukonithaltigen «Sauserbrunnen-Brekzie» (= Basis von KOERNERS Komplex E) gefunden, die nach KOERNER in die *bimammatum*-Zone fällt. Hier führen also schon die tiefsten Küssaburg-Schichten *Idoceras*. Im Randen lieferten die Küssaburg-Schichten als einzigen Vertreter der Gattung ein *Idoceras minutum* DIETERICH 1940 (Profil 85, Wisse Rise, 2 m ab Basis, siehe Taf. XIX). Die übrigen Idoceraten, *I. planula*, *laxeolatum* und *schroederi*, treten im Randen in den tiefsten Wangental-Schichten erstmals auf (Profil 82, Taf. XVI; siehe auch F. J. & L. WÜRTEMBERGER 1866, S. 34). Im Aargau wurden in den Wangener Schichten keine Idoceraten gefunden. Die oberen Letzi-Schichten ergaben im Profil 70 (Mellikon) mehrere Bruchstücke von *Idoceras* und ein vollständiges, aber flachgedrücktes Exemplar von *Idoceras laxeolatum* (FONTANNES 1879). In der Knollen-Schicht der Mösern (Profil 72) ist *Glochiceras* (*Lingulaticeras*) *lingulatum* (QU.) häufig, vor allem die grosswüchsige Unterart *hebelianum* (WÜRTEMBERGER). Auch *Glochiceras* (*Coryceras*) *modestiforme* (OPPEL) ist in diesem Niveau im nördlichsten Aargau, im Klettgau und im Randen am häufigsten. *Taramelliceras costatum* (QU.) kommt in der Knollen-Schicht nicht mehr vor und *Taramelliceras falcata* (QU.) noch nicht. Dies deutet darauf hin, dass die Knollen-Schicht vom Gebiet von Zurzach bis an den Ortenberg bei Deilingen (Württemberg) ein isochroner Horizont ist. Auch wenn mehr horizontierte Ammonitenfunde zur Verfügung stehen

würden, könnte die Isochronie oder Heterochronie der Knollen-Schicht mit ihnen wohl kaum bewiesen werden, da bei Heterochronie die Zeitdifferenzen wesentlich unter der Lebensdauer der Ammoniten liegen würden.

Die starken Mächtigkeitsschwankungen der Kalke über und unter der Knollen-Schicht sind kein Argument gegen deren Isochronie. Dazu kommt, dass im Niveau der Knollen-Schicht nie zwei getrennte Glaukonithorizonte übereinander gefunden worden sind.

Man hat also Grund zur Annahme, dass die Wangener Schichten den Küssaburg-Schichten und die Letzi-Schichten den Wangental-Schichten zeitlich ziemlich genau entsprechen (siehe auch S. 100 und 116).

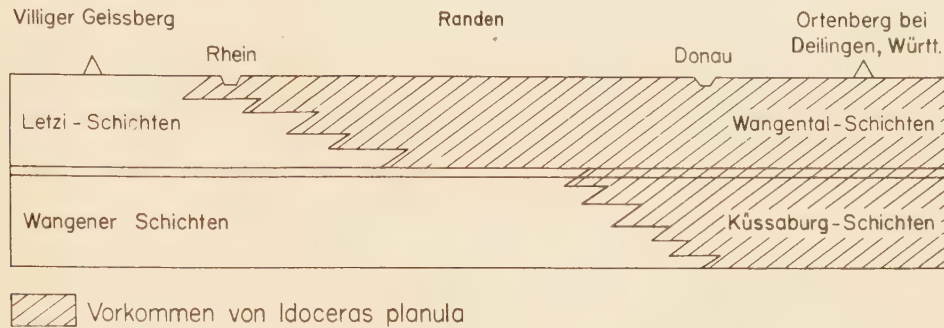


Fig. 5: Vertikale Verbreitung von *Idoceras planula* (HEHL).

Daraus ergäbe sich eine Heterochronie des ersten Auftretens von *Idoceras planula* (HEHL) (Fig. 5). Weiter darf angenommen werden, dass die Knollen-Schicht auch südwestlich von Zurzach bis in die Region von Olten ein isochroner Horizont bleibt. Dasselbe kann man vom Glaukonithorizont der Crenularis-Schichten innerhalb des Aargau und bis zum Oltener Korallenkalk vermuten.

Westwärts, hinter diesem Riffkalk, treten wieder zwei besondere Horizonte auf, von denen der tiefere, d. h. die unteren Günsberger Schichten, stets Glaukonit führen, wenn auch in wechselnder Menge. Der obere, die Hauptmumienbank, führt erst vom Horngraben an westwärts Glaukonit. Im Durchbruch südlich vom Harzergraben (Profil 6) enthält die Hauptmumienbank keinen Glaukonit. Im Durchbruch westlich von der Pechflue (Profil 13) fehlen die Kalkalgenknollen. Trotzdem wird vermutet, dass der Horizont durchgehend und isochron sei. Einerseits, weil von seinen vier Hauptmerkmalen (Kalkalgenknollen, Glaukonit, Quarzsand und unveränderter bzw. rekazitierter Dolomit) stets mindestens drei vorhanden sind. Andererseits tritt diese Kombination in allen Profilen immer nur in einem einzigen Horizont zwischen den glaukonitischen unteren Günsberger Schichten und dem Verena-Oolith, bzw. dem tiefsten Glaukonithorizont der Kimmeridge-Stufe auf. Die Annahme liegt nahe, dass die Glaukonithorizonte vor und hinter dem Riff gleich alt seien. Es ist tatsächlich sehr wahrscheinlich, dass die Crenularis-Schichten und die glaukonitführenden unteren Günsberger Schichten gleich alt sind.

In der Klus von Court fand ich an der Strasse, 3 m über dem tiefsten aufgeschlossenen sandreichen Horizont (P. A. ZIEGLER 1956, Profil 49, Schicht 5, bzw. M. A. ZIEGLER 1962, Profil La Bâme, Taf. II/22, Schicht 3), einen *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) cf. *tiziani*. Die Lebensdauer dieser Art reicht von der *bimammatum*-Zone bis in die *platynota*-Zone. Im Gschlif (Profil 14) fand ENAY (1966, S. 274) im ungefähren Niveau des Horizontes 137, knapp 30 m unter der Basis der sandreichen Folge 169–183 (Taf. XVIII), einen *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatus* (QU.), vgl. S. 107. Diese zwei biostratigraphischen Bezugspunkte deuten darauf hin, dass die sandreichen unteren Günsberger Schichten *bimammatum*-Alter haben. Schon KEHRER (1922, S. 15) weist darauf hin, dass der Oltener Korallenkalk in seiner «unteren Partie» oft «spärliche Glaukonitkörnchen» führt und in diesem Niveau «immer limonitisiert» sei. Der Limonit stammt von rekazitisiertem Dolomit (vgl. S. 75). Da der Glaukonit im Oltener Korallenkalk überall in fast genau derselben Höhe über dem Leithorizont der untersten Geissberg-Schichten auftritt (S. 75), wird angenommen, dass er einen durchgehenden Horizont markiert. Westlich vom Born wird dieser rasch sandreich und lässt sich ununterbrochen bis in die Klus von Court und das Delsberger Becken verfolgen (S. 49, vgl. M. A. ZIEGLER 1962, Taf. III).

Die Hauptmumienbank kann dagegen nicht direkt mit der Knollen-Schicht verbunden werden. Schon in der Äusseren Klus führt sie keinen Glaukonit mehr. Kalkalgenknollen findet man ostwärts nur bis östlich von Egerkingen, und gleichzeitig wird der Quarzsand selten. Weiter östlich lässt sich der Horizont dank gehäuftem Auftreten von kleinen Austern und stets vorhandenem rekalkzitiertem Dolomit noch bis an den Riffkalk von Olten weiterverfolgen. Ob sich dieser dolomitische, rekalkzitierte Horizont durch den Riffkalk hindurch verfolgen lässt, ist gegenwärtig noch unbekannt. Nur die Untersuchung einer grösseren Anzahl von Dünnschliffen aus dem betreffenden Niveau des Oltener Korallenkalkes könnte unter Umständen die Lösung dieser Frage bringen. Da die Knollen-Schicht ziemlich genau in dem Niveau an den Oltener Korallenkalk stösst, in dem weiter westlich der rekalkzitierte Dolomithorizont erscheint, kann zwischen der Knollen-Schicht und der Hauptmumienbank kein grosser Altersunterschied bestehen, falls ein solcher vorhanden ist.

Somit ist der Steinibach-Oolith das ungefähre zeitliche Äquivalent der Wangener Schichten. Dasselbe gilt für die Holzflue-Schichten und die Letzi-Schichten (vgl. Tab. 9, S. 104).

2. Vergleich mit anderen europäischen Gebieten

a) Schwäbisch-fränkische Alb

Die Korrelation der untersuchten Schichtfolgen mit den entsprechenden auf der Schwäbischen und Fränkischen Alb ist einfach, da man die einzelnen lithostratigraphischen Einheiten ohne grosse Unterbrüche vom Ostende des Untersuchungsgebietes bis ins Lochengebiet verfolgen kann. Die für die süddeutsche Oxford-Stufe charakteristischen Ammoniten kommen im Randen und Klettgau noch vor, setzen aber in der oberen Oxford-Stufe gegen SW nach und nach aus. Dabei stossen die einzelnen Arten verschieden weit vor. Der glaukonitische Tonmergel der unteren Oxford-Stufe vom Randen scheint bis nach Franken durchzuziehen (E. FISCHER 1913; A. ZEISS 1966, S. 109). Bis heute sind aber daraus erst sehr wenige Ammoniten bekannt geworden. Darüber treten in Franken nach P. DORN (1930) glaukonitische, knollige Kalke auf wie im Randen, die wahrscheinlich *plicatilis*-Alter haben. Darüber können erst wieder die Schichten mit *Epipeltoceras bimammatum* korreliert werden. *Taramelliceras costatum* kommt in Franken zusammen mit *Epipeltoceras bimammatum* vor, also vermutlich gleichzeitig wie im Aargau und Randen. Dagegen hat H. SCHMIDT-KALER (1962, S. 10) *Taramelliceras wenzeli* nur im Weissjura Ober- α und Unter- β gefunden. Die Art tritt im Klettgau erstmals in der Knollen-Schicht auf. Die Idoceraten sind in Franken auf die Mitte von Weissjura β beschränkt. *Sutneria galar* scheint etwa gleichzeitig mit den schweizerischen Vertretern der Art vorzukommen.

b) Südlicher französischer Jura

Die Dissertation von R. ENAY (1966) ermöglicht eine detaillierte Korrelation mit dem Südjura. Die eisenoolithische Fazies der unteren Oxford-Stufe reicht dort (Profil Crêt pourri, S. 139) teilweise bis in die *antecedens*-Subzone hinauf (vgl. S. 101). Die «Couches de Birmensdorf» – im SE (Trept) den Hornbuck-Schichten des Klettgau lithologisch ähnlich – sind etwa gleich alt wie die Birmenstorfer Schichten des Kantons Aargau. Die «Couches d'Effingen» führen von unten bis oben *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatus* (QU.). Diese Art ist im Aargau nur in den unteren Effinger Schichten des alten Zementsteinbruches bei Oberehrendingen gefunden worden (Sammlung Rollier am Geolog. Inst. der ETH, Zürich, siehe ENAY 1966, S. 274f.). *Decipia* cf. *decipiens* ENAY 1962 tritt etwa in der Mitte der «Calcaires lités» auf (vgl. S. 92 der vorliegenden Arbeit). In der Ile Crémieu treten in den oberen Effinger Schichten (*hypsolum*-Zone) wieder Schwämme auf. Diese bilden in der *bimammatum*-Zone («Couches de Bouvesse») kleine Bioherme wie in den gleich alten Hornbuck-Schichten des Klettgau und Randen. Idoceraten kommen in den «Calcaires à Pinna» und «Calcaires à Myes» vor. Die Oxford-Stufe wird fast im ganzen Gebiet von einer Mumienbank überlagert, die westlich vom Col de la Faucille nach SE in Kalke mit *Sutneria platynota* und Ataxioceraten übergeht (ENAY 1966, S. 205). Diese Mumienbank ist also gleich alt wie diejenige vom Löchli bei Olten und wahrscheinlich gleich alt wie die von Gänsbrunnen nördlich vom Weissenstein. Ihre Stellung gegenüber der Hauptmumienbank P. A. ZIEGLERS (1956) bleibt abzuklären (siehe ENAY 1966, S. 207).

c) England

Die tiefsten Schichten der Oxford-Stufe vom Aargau und vom Randen können anhand der Arbeiten von W.J. ARKELL (1925–1927 und 1935–1947) und J. H. CALLOMON (1960) recht gut mit den entsprechenden Schichten der Gegend von Oxford (England) verglichen werden (GYGI 1966). In den tiefsten Effinger Schichten des Randen kommen Ammoniten aus allen drei Subzonen der englischen *plicatilis*-Zone vor, während die Birnenstorfer Schichten nur solche der *parandieri*-Subzone führen (S. 97). Es ist bemerkenswert, dass ein *Cardioceras* (*Vertebriceras*) sp., das mit *Cardioceras* cf. *dieneri* ARKELL (1942, Taf. 53, Abb. 6) übereinstimmt, im eisenoolithischen Kalk des Eisengraben (Schicht 60/3) gefunden worden ist. ARKELL (1942) erwähnt die Art aus einer Schicht der *vertebrale*-Subzone (nach CALLOMON 1960). Im Bergwerk Herznach wurden in der Schicht F 3 (vgl. A. JEANNET 1951, Abb. 2) je ein *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) *plicatilis* (SOW.), ein *P. (A.)* sp. = *P. (A.) helenae* in ARKELL 1939 und ein *P. (Kranasphinctes)* *cyrilli* NEUMANN 1907 gefunden. *P. (A.) plicatilis* ist eine langlebige Art, die in England erstmals in der obersten *cordatum*-Zone auftritt (mündl. Mitt. von J. H. Callomon). ARKELL nennt als Fundschicht seines *P. (A.) helenae* einen Horizont, der nach CALLOMON (1960) in die *vertebrale*-Subzone zu stellen ist. *P. (A.) helenae* ARKELL unterscheidet sich von *P. (A.) helenae* DE RIAZ 1898 vor allem durch weniger dichte Berippung auf den innersten Windungen. ENAY (1966) bildete einen *P. (K.) cyrilli* aus den «Calcaires à spongiaires» von Chaumont ab. Damit ist ein Gestein mit *plicatilis*-Alter gemeint (ENAY 1966, S. 255). Die Eisenoolith-Fazies der obersten Callovian- und der unteren Oxford-Stufe scheint also im Aargau auf Grund der drei Arten *Card. (Vert.)* sp., *P. (A.) helenae* ARK. und *P. (K.) cyrilli* NEUM. noch bis in die tiefste *plicatilis*-Zone hinaufzureichen. Ähnliche Verhältnisse findet man im französischen Jura, z. B. bei Pontarlier (vgl. ENAY 1966, S. 290).

Die Ringsteadien aus den Crenularis-Schichten des Kantons Aargau können vorläufig nicht zu Korrelationen herangezogen werden (vgl. S. 92) und ebensowenig die Decipien, die weder mit den englischen Arten noch mit den von ENAY (1962 und 1966) beschriebenen genau übereinstimmen. Dagegen zeigen zwei Exemplare von *Orthosphinctes* (*Pseudorthosphinctes*) *kirkdalensis* (ARKELL 1947) aus den Crenularis-Schichten von Mellikon (70/7 und 70/16) gute Übereinstimmung mit den von ARKELL (1947) und ENAY (1966) abgebildeten Exemplaren. In England kommt die Art nach ARKELL (1947, S. 367 und 373) etwa im gleichen Niveau wie *Decipia decipiens* (SOW.) vor. ENAY (1966, S. 266) hat gezeigt, dass *D. decipiens* in England etwa zur gleichen Zeit auftritt wie *Epipeltoceras bimammatum* in Mitteleuropa.

Aus dem Glaukonithorizont der Knollen-Schicht stammt eine *Ringsteadia anglica* SALFELD 1917 aus der Sammlung Rollier am Geologischen Institut der ETH (Zürich). Als Fundort ist auf dem Stück «Dreifaltigkeitsberg oberh. Gosheim b. Spaichingen» angeschrieben. Das Material des Steinkerns der *Ringsteadia* stimmt genau überein mit einem Handstück der Knollen-Schicht aus dem Steinbruch 1 km ESE von Gosheim (Württemberg), an der Westkante der von den Wangental-Schichten gebildeten Hochfläche. *R. anglica* kommt in England (Dorset) im «Westbury ironstone» vor, als Index der *pseudocordata*-Zone der obersten Oxford-Stufe (ARKELL 1956, S. 22). Dies ermöglicht die direkte Zuordnung der süddeutschen *planula*-Zone zur englischen *pseudocordata*-Zone.

Im unmittelbar Hangenden der Oxford-Stufe wurde an der Summerhalde bei Schaffhausen (Profil 83, Taf. XVI) zusammen mit *Sutneria platynota* ein *Amoeboceras cricki* SALFELD 1915 gefunden. WEGELE (1929, S. 168) gibt an, dass diese Art in Mittelfranken auf die *platynota*-Zone beschränkt sei. Sie kommt in England in der Zone der *Pictonia baylei* SALF. vor (CALLOMON in ZEISS 1966, S. 109).

Es soll im folgenden versucht werden, die Oxford-Stufe des Kantons Aargau, des Klettgau und des Randen in Zonen (vgl. S. 14) zu gliedern. Es stehen dazu aus dem untersuchten Gebiet über 1100 genau horizontierte Ammoniten zur Verfügung, zu denen sich noch eine kleine Anzahl von exakt horizontierbaren Lese- und Sammlungsstücken gesellt (vgl. oben und S. 98). Die Ammoniten sind sehr ungleich in der Schichtfolge verteilt. Von denen, die zur Korrelation mit anderen Ländern verwendet werden können, sind viele Einzelstücke, wie etwa *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *antecedens* SALF., *Ring-*

steadia anglica SALF. und *Amoeboceras cricki* SALF. (vgl. Tab. 8). Dazu kommt, dass eine bestimmte Art, die man sowohl im Juragebirge als auch z. B. in England findet, nicht unbedingt in beiden Gebieten gleichzeitig gelebt haben muss (S. 47). Dafür sind wahrscheinlich vor allem Unterschiede in den ökologischen Gegebenheiten zu einer bestimmten Zeit verantwortlich. Diese sind aber aus der Lithologie und dem Fossilinhalt nicht immer ersichtlich: E. DIETERICH (1940, S. 14) fand *Taramelliceras wenzeli* (OPPEL) in Württemberg nur in einem ganz bestimmten Horizont des Weissjura Ober- β , während H. SCHMIDT-KALER (1962, S. 10) die Art auf der südlichen und mittleren Frankenalb, in einer Schichtfolge derselben Fazies, nur im Weissjura Ober- α und Unter- β fand.

Die vertikale Verbreitung der wichtigsten Ammonitenarten ist für den Aargau und Klettgau auf Tab. 8 dargestellt. Ein Korrelationsschema für das ganze Untersuchungsgebiet mit der biostratigraphischen Zonierung findet sich auf Tab. 9.

Tabelle 8: Vertikale Verbreitung der wichtigsten Ammonitenarten des Untersuchungsgebietes

	eisenoolithischer Kalk	Birmenstorfer Schichten	Effinger Schichten	Geissberg-Schichten	Crenularis-Schichten	Wangener Schichten	Leitz-Schichten
Kl. Aargau:							
<i>Sutneria solar</i> (Opp.)							/
<i>Idoceras laevigatum</i> (Opp.)							/
<i>Turamellicerus wenzeli</i> (Opp.)							x
<i>Turamellicerus lioceras</i> (Opp.)							/
<i>Glochicerus lingulatum</i> (Qu.)							/
<i>Orthosphinctes</i> (<i>Orthosphinctes</i>) <i>trium</i> (Opp.)							/
<i>Epicheloniceras bumanianum</i> (Qu.)							/
<i>Turamellicerus costatum</i> (Qu.)							/
<i>Orthosphinctes</i> (<i>Pseudorthosphinctes</i>) <i>kirkdallensis</i> (ARK.)					x		/
<i>Orthosphinctes</i> (<i>Pseudorthosphinctes</i>) <i>trium</i> (Opp.)							/

Tabelle 9: Korrelationsschema für die Oxford-Stufe der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes

eisenoolithischer Kalk

* Neuer, formeller Name. Definition im Text.

1. Unteroxford-Alter

Im Unteroxford-Alter lagerten sich im NW die mächtigen Mergel der Renggeritone und das sogenannte Terrain à chailles ab. Die Renggeritone sind vermutlich in ziemlich tiefem Wasser sedimentiert worden. Ob dies auch für den gleichzeitig entstandenen eisenoolithischen Kalk im SE zutrifft, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Die Eisenooide, besonders die deformierten, dürfen nicht ohne weiteres als Indizien für wellenbewegtes, seichtes Wasser oder dauernd starke Bodenströmungen gewertet werden (vgl. S. 46 und JONES 1965, S. 841), wie dies CAROZZI (1961, S. 273) getan hat. Ob die Ooide authigen oder eingeschwemmt sind, kann für das untersuchte Material nicht entschieden werden. Da bei der Fauna die Ammoniten stark dominieren (S. 90), muss eine erhebliche Wassertiefe angenommen werden (siehe auch R. TRÜMPY 1959, S. 447). Diese kann anderseits nicht sehr gross gewesen sein, da stellenweise Stromatolithen (S. 63) und Einzelkorallen (S. 45) vorkommen. Die häufig schiefe Einbettung der kleinen Ammoniten und anderen Makrofossilien zeigt, dass keine starke Bodenströmung geherrscht haben kann, die die Sedimentation von Kalkschlamm verhinderte. Das Wasser war also wahrscheinlich ruhig und klar, da weder terrigener Detritus noch Kalkschlamm in nennenswerten Mengen zugeführt wurden. Die Stromatolithen treten als halbkugelige Köpfe auf, die oben zusammenwachsen. Diese Wuchsform ist bei rezenten Algenrasen für den Gezeitenbereich charakteristisch (LOGAN et al. 1964, S. 77). Es ist also möglich, dass der Meeresboden gegen Ende der *cordatum*-Zeit gehoben worden ist, im Raume Zurzach–Dangstetten bis in den Gezeitenbereich, und anschliessend wieder in grössere Tiefe absank, bevor die Sedimentation der Birnenstorfer Schichten einsetzte. Die Hebung scheint aber nicht bis zur dauernden Emersion geführt zu haben, da der eisenoolithische Kalk der unteren Oxford-Stufe nirgends erodiert ist. Die grossen Einschlüsse von älteren Gesteinen in diesem Kondensationshorizont werden deshalb anstatt als Gerölle besser als Korrosionsrelikte in situ gedeutet.

Der Tonmergel der tiefsten Oxford-Stufe im Randen ist wahrscheinlich kontinuierlich, aber sehr langsam abgelagert worden. Dies erklärt seinen hohen Glaukonitgehalt.

2. Mittelloxford-Alter

a) *plicatilis*-Zeit (vgl. Fig. 6)

Zur ältesten *plicatilis*-Zeit dauerten im Aargau die Verhältnisse des vorhergehenden Zeitabschnittes noch an, während im Randen die Mergelsedimentation sehr langsam weiterging und etwas kalkiger wurde. Es entstand ein schwach glaukonitischer Mergel mit oft stark korrodierten Ammonitensteinernen, meist von mittel- bis grosswüchsigen Perisphinctiden neben wenigen Oppeliiden. Die grösseren Steinkerne sind häufig an der Unterseite stark korrodiert, während die Oberseite bis zu 2 cm dicke, nieriige Krusten eines glaukonitischen Kalkes mit glänzender limonitischer Rinde trägt. Kleinere Steinkerne sind oft rundum von solchen Krusten umhüllt, die als Stromatolithen gedeutet werden. In der Erzgrube bei Blumberg (Profil 88) wurden in diesem von ZEISS (1955) «Mumienschicht» genannten Horizont einige Stücke Schwemmholz gefunden. Es ist zweifelhaft, ob dieses und die Stromatolithen bedeuten, dass der Horizont im Gezeitenbereich gebildet worden ist: Die Makrofauna besteht ausschliesslich aus Ammoniten. Die rundum bekrusteten Steinkerne könnten statt durch Strömungen von benthonischen Organismen umgelagert worden sein. In der hangenden glaukonitischen Kalkbank siedelten sich die ersten Schwämme an.

Im NW ging die Sedimentation ebenfalls ohne Unterbruch weiter. Im Aargau setzte Kalk- und Mergelsedimentation nach längerem Unterbruch erst gegen Ende der *plicatilis*-Zeit ein, und zwar im

ganzen Gebiet im gleichen Rhythmus. Dadurch kam eine Wechsellagerung von Kalk und Mergel zustande, die von Aarau bis an den Rhein Bank für Bank korreliert werden kann. Der Meeresboden war dicht mit Schwämmen und einer reichen Begleitfauna besiedelt. Die fleckige Textur der Grundmasse der Kalkbänke ist wahrscheinlich als starke Spurenbildung durch Sedimentfresser und wühlende Organismen zu deuten. Ein Anfangsstadium zu solcher biogener Sedimentdurchmischung zeigt der oberste Teil von Abb. 12 auf Taf. IV. Oft setzte die Sedimentation für einige Zeit aus und wurde durch Korrosion abgelöst. Grössere Ammoniten, die stets mit der Windungsebene schichtparallel eingebettet sind, können an der Oberseite an ebenen Flächen abgeschnitten sein. Die kleinen, oft schief eingebetteten Ammoni-

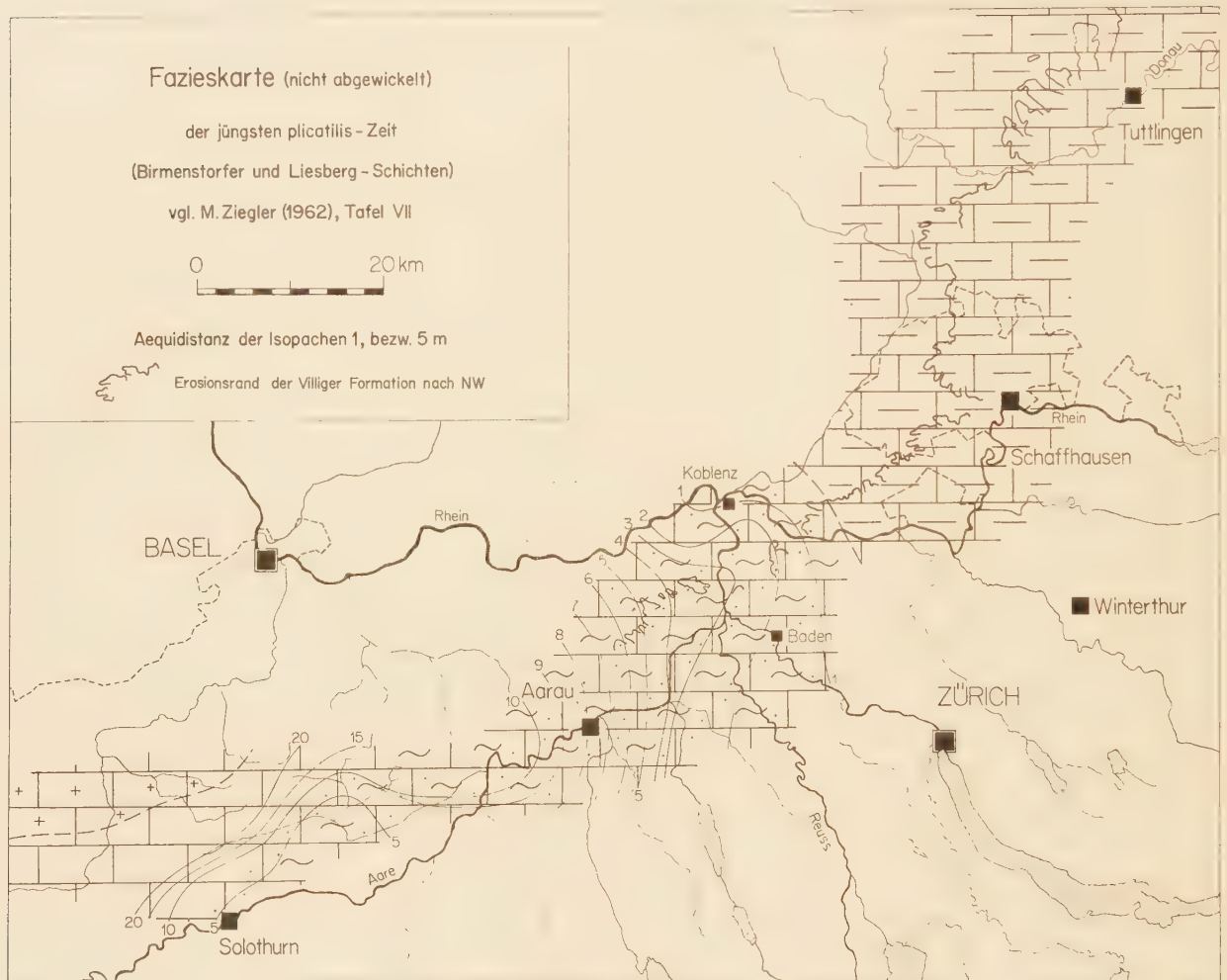


Fig. 6: Fazieskarte der Birmenstorfer und Liesberg-Schichten (Legende siehe Taf. XIX).

ten sind an korrodierten Bankoberflächen häufig auf derselben Höhe wie die Schichtfläche abgeschnitten. Unregelmässige, rauhe Krusten auf der Oberseite von Ammonitensteinkernen und Schwämmen könnten von Algen stammen. Die Bodenströmungen waren schwach. Die Wassertiefe scheint grösser gewesen zu sein als im Unteroxford-Alter, da bei den Ammoniten die Oppeliiden (Sichelripper) über die Perisphinctiden überwiegen (vgl. Tab. 4 und 5) und Korallen fehlen. Es muss also vor der Ablagerung der Birmenstorfer Schichten eine Absenkung des Untergrundes stattgefunden haben, die den Sedimentzuwachs übertraf. Gegen NW und W wurde die Wassertiefe allmählich geringer. Im Weissensteingebiet dominieren bei den Ammoniten die Perisphinctiden. Noch weiter gegen NW werden die Ammoniten weniger häufig. Sie kommen in den unteren «Übergangskalken» (M. A. ZIEGLER 1962) und den Liesberg-Schichten noch vor, sind aber selten. Im Randen wurden zur Zeit der Sedimentation der

Birmenstorfer Schichten bereits Mergel und Mergelkalke in der Fazies der Effinger Schichten abgesetzt (S. 97). Im ganzen Gebiet war die Zufuhr von Ton und Kalkschlamm gering.

b) *bifurcatus*-Zeit (vgl. Fig. 7)

Zur Benennung: R. ENAY hat 1964 zwischen der *transversarium*-Zone und der *bimammatum*-Zone eine *bifurcatus*-Zone ausgeschieden, die der *alternans*-Zone von W. J. ARKELL (1956, S. 114) entspricht. Da *Amoeboceras alternans* (v. BUCH) am Hornbuck mit *Epipeltoceras bimammatum* (QU.) zusammen in derselben Bank gefunden worden ist (55/11, Fig. 2), erscheint die Art als Zonenindex ungeeignet (siehe auch ENAY 1964, S. 495).

1966 hat ENAY (S. 274) die *bifurcatus*-Zone der *transversarium*-Zone als obere Subzone zugeordnet. Da die *transversarium*-Zone unglücklich definiert ist (GYGI 1966, S. 941) und deshalb fallengelassen werden sollte, und Gregoryceraten mit *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatus* (QU.) zusammen bisher nie gefunden worden sind, kann dem nicht beigezählt werden.

Da *P. (D.) bifurcatus* in mehreren Exemplaren aus den Effinger Schichten von Oberehrendingen bekannt (S. 91) und von ENAY in den tiefsten Günsberger Schichten vom Gschlif (Profil 14, ungefährer Horizont: 137) gefunden worden ist (ENAY 1966, S. 274), scheint es besser, die *bifurcatus*-Zone als selbständige biostratigraphische Einheit zwischen der *plicatilis*-Zone unten und der *bimammatum*-Zone oben zu fassen.

Am Ende der *plicatilis*-Zeit nahm die Sedimentationsgeschwindigkeit von Kalkschlamm und Ton vor allem im Aargau rasch zu. In diesem Gebiet hatte sich schon zuvor die Sinkgeschwindigkeit des Untergrundes erhöht. Die Wassertiefe hat während der Sedimentation der mittleren und oberen Effinger Schichten sicher abgenommen. Von den Ammoniten sind in den mittleren Effinger Schichten fast nur die Perisphinctiden vertreten, zu denen selten *Amoeboceras* und *Ochetoceras* kommen. Die allgemeine Seltenheit der Ammoniten hängt wahrscheinlich mit dem fast vollständigen Fehlen von benthonischen Makroorganismen in den mittleren und oberen Effinger Schichten zusammen. Deshalb sind die feingeschichteten Lagen dort meistens ungestört erhalten. Die blaugraue Farbe der Effinger Schichten wird durch wenige μ grosse Flocken von submikroskopischem Eisensulfid verursacht. Dies zeigt, dass das Porenwasser des Sedimentes ein negatives E_h -Potential hatte, d. h. keinen freien Sauerstoff enthielt. Die pyritisierten Embryonen von Lamellibranchiaten und Gastropoden in den mittleren Effinger Schichten von Wildeggen (S. 61) bedeuten wahrscheinlich, dass die planktonischen Larven nach Erreichen des Reifezustandes auf den Boden abstiegen und dort kurz nach der Metamorphose abgestorben sind. Dies heisst, dass auch das bodennahe Wasser mit H_2S angereichert war. Die H_2S -Konzentration kann aber nur zeitweise erhöht gewesen sein, da benthonische Mikroorganismen wie Lageniden und Ostracoden zusammen mit den pyritisierten Embryonen vorkommen. Diese Annahme darf gemacht werden, weil die Mergellage 37/54 mit den pyritisierten Embryonen mächtig, homogen und ohne Reste von Feinschichtung ist. Das bodennahe Wasser kann also im Aargau zu dieser Zeit höchstens schwach bewegt gewesen sein. Die gefundene Vergesellschaftung von Foraminiferen, Ostracoden und pyritisierten Mollusken-Embryonen ist folglich nicht umgelagert worden. Sedimentumlagerungen sind aber in den Effinger Schichten mit Sicherheit vorgekommen. Dies beweisen die häufigen quarzsandigen Lagen mit Feinschichtung im ganzen Untersuchungsgebiet, in denen zuweilen asymmetrische Strömungsrippeln mit bevorzugter Schüttungsrichtung aus Norden vorkommen (Taf. XVII, 37/88 und Taf. XVI, 87/109; vgl. ALLEN 1960, Abb. 2). In der Gegend von Zurzach wurden in den oberen Effinger Schichten Lagen gefunden, die man aufgrund der vertikalsortierten Textur als Ablagerungen von kleinen Trübeströmen deuten kann (Taf. IV, Abb. 12). Daneben beobachtet man Lagen mit ausgeprägter Flaserschichtung, die als umgelagertes Wattensediment gedeutet werden könnten (Taf. IV, Abb. 13).

Für Sedimentumlagerungen durch Trübeströme ist eine minimale Neigung des Meeresbodens und folglich eine erhebliche Wassertiefe im Sedimentationsraum Voraussetzung. Auf grössere Wassertiefe deutet in den Effinger Schichten das Vorkommen von Coccolithen. Diese sind in den Birmenstorfer Schichten des Kantons Aargau häufig. In den Effinger Schichten sind sie seltener, aber doch vorhanden. Geneigte Sedimentoberflächen als Ausgangsort von Trübeströmen sind in Küstennähe, z. B. vor Fluss-

mündungen, zu erwarten. Da aber in den Effinger Schichten des Kantons Aargau sichere Anzeichen von Landnähe fehlen, nimmt man als Ursache der Sedimentneigung besser Brüche im Untergrund als Folge der starken regionalen Absenkung des Aargau während der Sedimentation der Effinger Schichten an. Vertikalsortierte Sedimente (Taf. IV, Abb. 12) finden sich denn auch besonders ausgeprägt südlich von Zurzach, also am Rand des Effinger Trog (Fig. 7).

Die Geissberg-Schichten enthalten wie die Effinger Schichten detritischen Quarz neben wenig, vermutlich allothigenem Glaukonit. Man nimmt deshalb für ihre Entstehung am besten eine regional begrenzte Schüttung von Kalkschlamm an, vielleicht aus dem Gebiet des etwa gleich alten Vorbourg-Kalkes. Auch für die Effinger Schichten ist es wahrscheinlich, dass der karbonatische Gesteinsanteil zum Teil allothigener Herkunft ist. Als Liefergebiet kommt vor allem die «Rauracien»-Plattform im NW in Frage (S. 116).

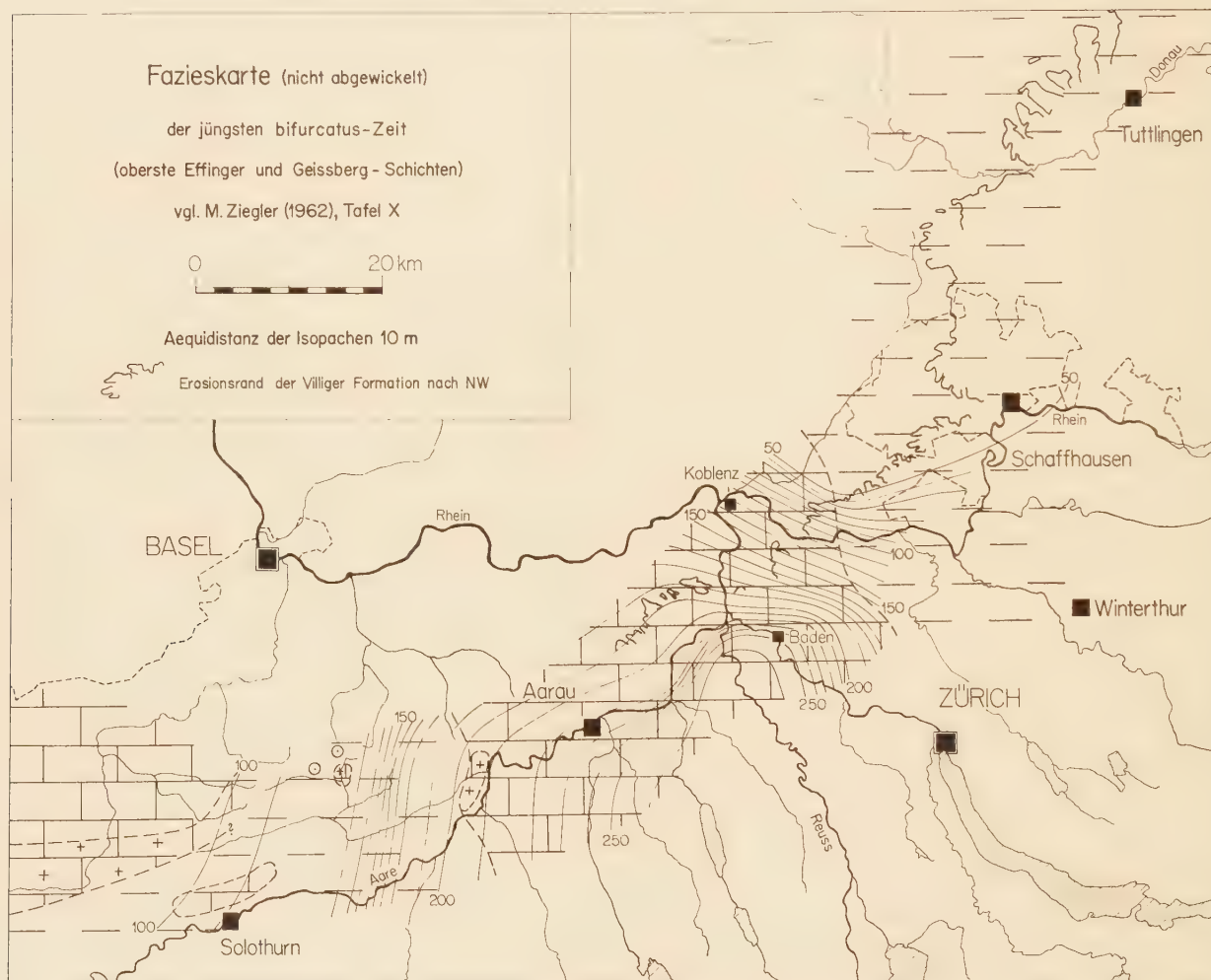


Fig. 7: Fazieskarte der obersten Effinger Schichten und der Geissberg-Schichten.

Die Geissberg-Schichten sind wahrscheinlich in seichtem Wasser abgelagert worden, da sie im oberen Teil wohl eine ziemlich reiche Muschelfauna, aber keine Ammoniten enthalten (siehe auch S. 62). Das «Rauracien»-Barrierennriff, das vermutlich etwa zu Beginn der Bildungszeit der Geissberg-Schichten endgültig abstarb, muss am Ende seiner Entwicklung ein sehr schwaches Gefälle gegen den Vorriffbereich gehabt haben (vgl. M. A. ZIEGLER 1962, S. 31; siehe aber auch V. F. PÜMPIN 1965, S. 860). Das minimale Relief zu dieser Zeit über das Riff und den Vor- und Hinterriffbereich hinweg erklärt die weiträumige und wahrscheinlich rasche Ausbreitung des limnischen Characeen/Ostracoden-Niveaus

von M. A. ZIEGLER, mit der ein schnelles Vordringen des Korallenwachstums nach SW einherging (vgl. M. A. ZIEGLER 1962, Taf. III).

Kurz vor Beginn der *bimammatum*-Zeit setzte im Raume um Olten Korallenwachstum ein, zunächst vermutlich in einem isolierten Rasen. Ein solcher bestand während kurzer Zeit auch im Gebiet zwischen Mümliswil und der Genneten (Taf. XIX, Sammelprofil 3, Profil 3; vgl. auch Fig. 7).

3. Oberoxford-Alter

a) *bimammatum*-Zeit (vgl. Fig. 8)

Zur *bimammatum*-Zeit wuchs sich der Rasen in der Gegend von Olten vermutlich zu einer zusammenhängenden, niedrigen Riffbarriere aus. Ein breiter Gürtel mit rasenartigem Korallenwachstum zog zwischen Moutier und Welschenrohr, von Westen kommend (vgl. M. A. ZIEGLER 1962, Taf. X), nach NE. Im NW wurden die unteren Natica-Mergel abgelagert. Eine Schüttung von terrigenem Material erreichte bereits zur Ablagerungszeit der oberen Vorbourg-Kalke das Delsberger Becken und drang nun rasch nach SE in das Korallenrasen-Gebiet von Moutier–Welschenrohr und bis an den Oltener Riffgürtel vor. Da die mergeligen Kalkarenite hinter diesem Riffgürtel viel Quarzsand enthalten und die vermutlich gleich alten *Crenularis*-Schichten (S. 99) vor dem Riff sehr wenig, ist anzunehmen, dass das Riff eine ununterbrochene Barriere bildete (vgl. S. 95). Die Absenkung des Untergrundes muss zur

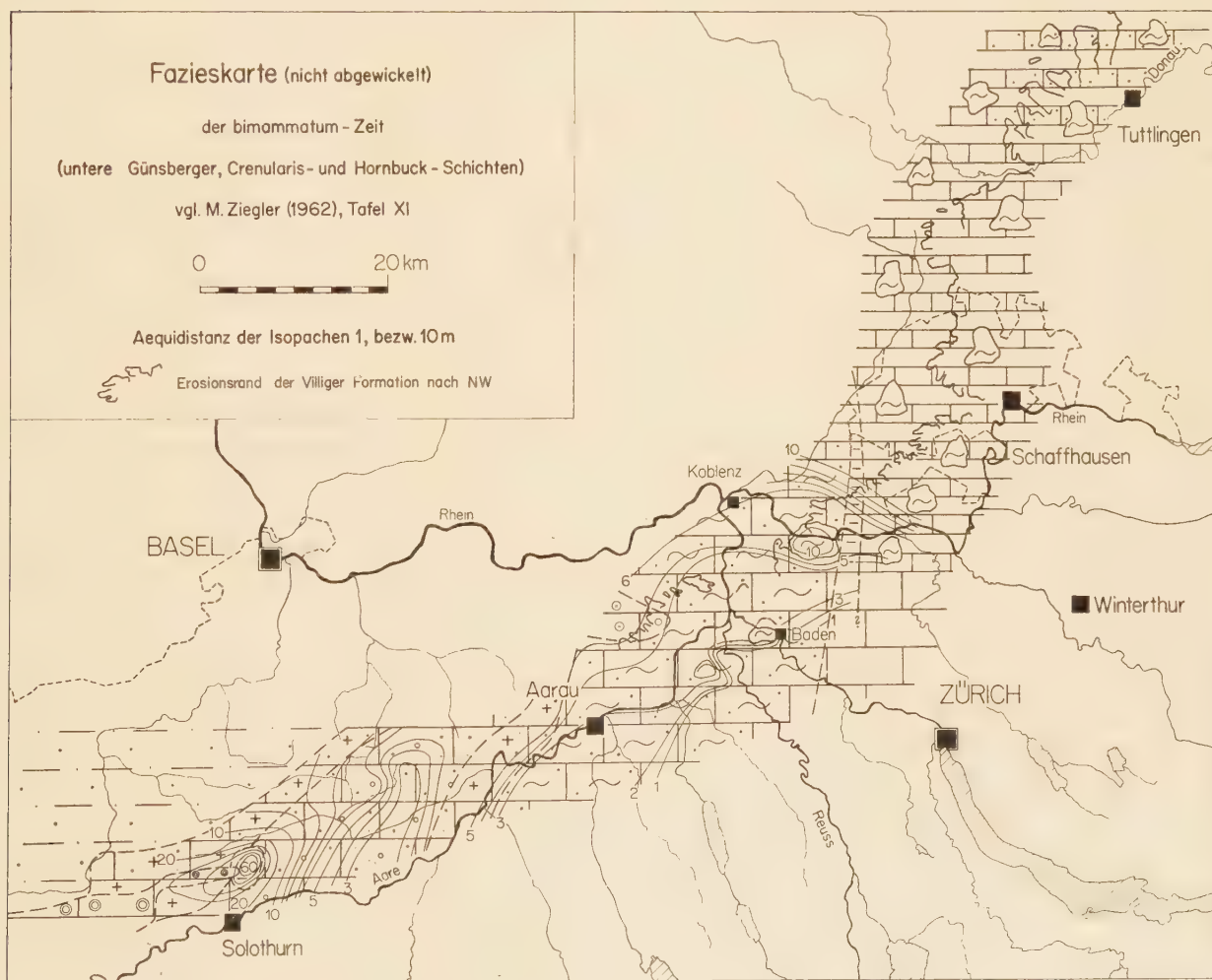


Fig. 8: Fazieskarte der unteren Günsberger Schichten, der Crenularis- und der Hornbuck-Schichten.

ausgehenden *bifurcatus*-Zeit im NW nahezu zum Stillstand gekommen sein, da M. A. ZIEGLER in den oberen Vorbourg-Kalken und unteren Natica-Mergeln limnische Ostracoden und Characeen gefunden hat (siehe auch V. F. PÜMPIN 1965, Abb. 28). Die oberen Vorbourg-Kalke sind also in einem wattenähnlichen Areal entstanden, was auch durch Trockenrisse und Priele angezeigt wird (PÜMPIN 1965, S. 852 und Abb. 26).

In der *bimammatum*-Zeit muss der Untergrund im Gebiet des Delsberger Beckens wieder abgesunken sein, da bei der Chapelle de Vorbourg in den unteren Natica-Mergeln Glaukonit festgestellt wurde (Horizont nach M. A. ZIEGLER 1962: Taf. II/15, Schicht 8, 7,6 m ab Basis). Dieser Glaukonithorizont lässt sich nach SE in jedem Aufschluss im betreffenden Niveau nachweisen, selbst im Oltener Korallenkalk (S. 75). Es ist bemerkenswert, dass der Glaukonit der Chapelle de Vorbourg in Sedimenten des flachsten Wassers auftritt und im Kanton Aargau ungefähr gleichzeitig in Sedimenten aus erheblicher Wassertiefe gebildet worden ist (Crenularis-Schichten).

Im Gebiet des Gschlif bei Günsberg muss während eines kurzen Zeitraumes am Ende der *bimammatum*-Zeit der Untergrund auf engem Raum etwa 30 m abgesunken sein. Die Senke, in der sich am Anfang noch wiederholt Korallenrasen ansiedeln konnten (Profil 14, Schichten 163, 165 und 167), wurde rasch mit Mergel aufgefüllt, wahrscheinlich mit demselben Material, aus dem die Natica-Mergel bestehen (Taf. XIX, Sammelprofil 1, und Fig. 8).

Im Aargau scheint sich der Untergrund am Ende der *bifurcatus*-Zeit nach kurzem Stillstand erneut erheblich gesenkt zu haben, da in den Crenularis-Schichten unvermittelt Ammoniten ziemlich häufig erscheinen. Die Absenkung war nicht sehr gross und wahrscheinlich nicht im ganzen Gebiet von der gleichen Grössenordnung oder fand nicht überall gleichzeitig statt. Das zeigen die Kalkarenite der unteren Crenularis-Schichten des Bözberggebietes (Fig. 8 und Taf. XIX) und die Ammonitenfauna, die von Aarau bis Mellikon fast ausschliesslich aus Perisphinctiden besteht. Die Crenularis-Schichten sind langsam abgelagert worden. Darauf weisen die korrodierten Schichtflächen mit Echiniden, der Glaukonit und der Fossilreichtum hin.

Im Klettgau, Randen und im Gebiet der oberen Donau war die Wassertiefe zur *bimammatum*-Zeit wahrscheinlich grösser als im Aargau, da von Mellikon an ostwärts das Verhältnis Oppeliiden/Perisphinctiden grösser wird (Tab. 3 und 6). Auch die Sedimentationsgeschwindigkeit war grösser. Dies darf angenommen werden, weil die Hornbuck-Schichten bis in die Gegend von Möhringen keinen Glaukonit enthalten. Man findet in ihnen auch keine korrodierten Schichtoberflächen.

b) *planula*-Zeit (vgl. Fig. 9–11)

Zur *planula*-Zeit sank der Untergrund westlich von Olten langsam und im ganzen Gebiet etwa gleichförmig ab. Es bildete sich der Steinibach-Oolith, dessen Lithologie und Mächtigkeit in einem grossen Areal gleichförmig sind. Diese einheitliche Ausbildung zeigt, dass das Relief am Ende der *bimammatum*-Zeit in diesem Raum sehr schwach gewesen war. In die gleiche Richtung deutet die «grüne Mumienbank» P. A. ZIEGLERS, die nach den neuen Aufnahmen als diskontinuierliche, aber vermutlich isochrone Bildung in die mittleren Günsberger Schichten zu stellen ist (vgl. M. A. ZIEGLER 1962, Taf. 3–5). Eine Ausnahme bildet ein eng begrenztes Gebiet nordöstlich von Welschenrohr. Hier wurde im Steinibach-Oolith eine Mächtigkeit von 85 m gemessen (Fig. 9). Wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse im oberen Steinibach-Oolith kann nicht entschieden werden, ob diese ungewöhnliche Mächtigkeit primärstratigraphisch oder durch Verschuppung zustande gekommen ist. Eine 1,60 m mächtige Schicht 62 m ab Basis des Steinibach-Oolithes mit bis zu 2 mm grossen Kalkalgenknollen und etwas Glaukonit könnte die Hauptmumienbank in abweichender Fazies vertreten.

Der Steinibach-Oolith muss sich in sehr seichtem und stark bewegtem Wasser gebildet haben, da sein Zement im Gegensatz zu den oolithischen Gesteinen der unteren Günsberger Schichten grösstenteils aus sekundärem Kalzit besteht. Es fehlen im Untersuchungsgebiet Anzeichen von Emersion.

Östlich von Olten bildeten sich gleichzeitig die Wangener und die Küssaburg-Schichten. Die kreidige, poröse Ausbildung der Wangener Schichten des Bözberggebietes und des Villiger Geissberg (Fig. 9 und Taf. XIX) kann vorläufig nicht gedeutet werden (vgl. W. VON ENGELHARDT 1960, S. 54). Die einheitlich

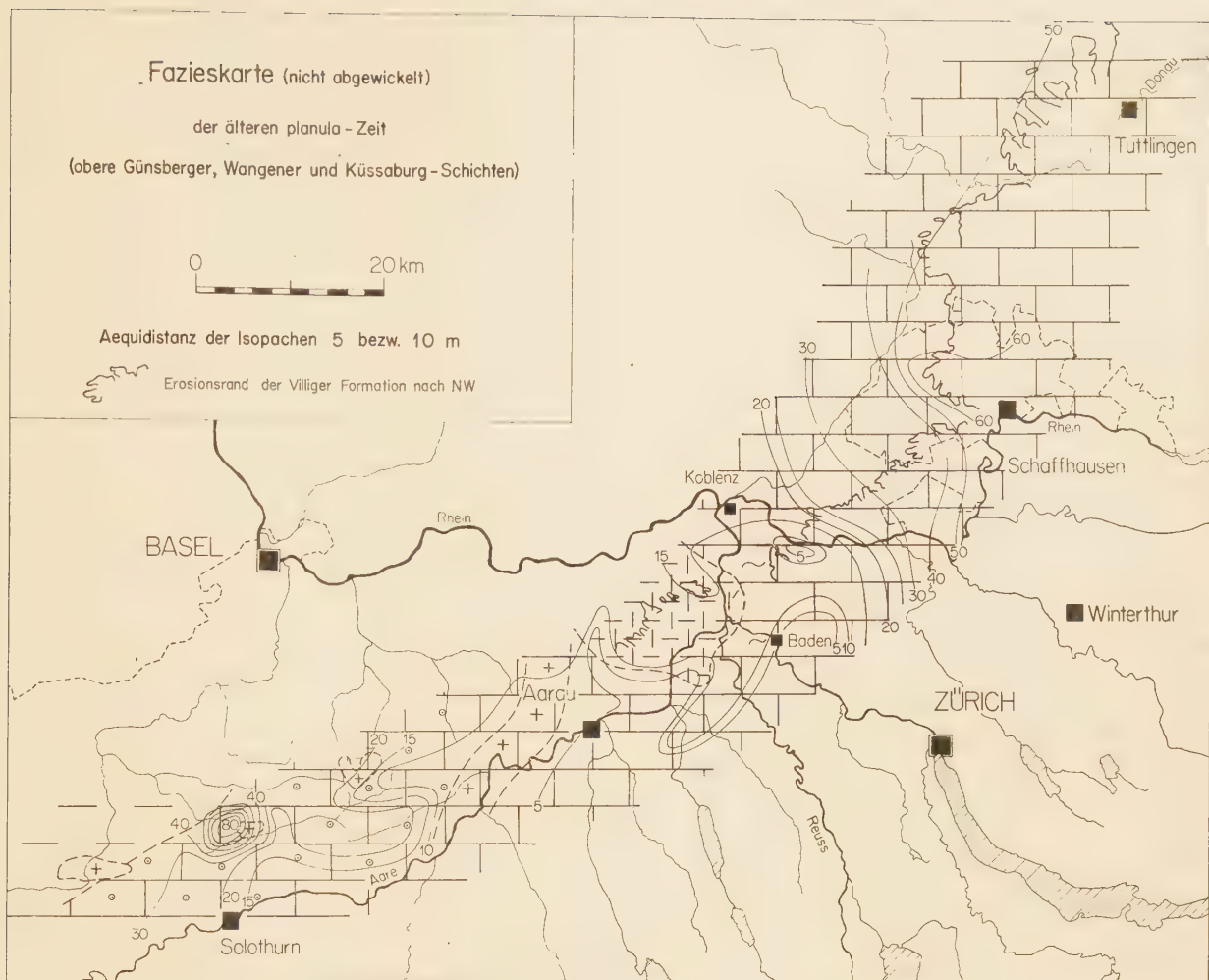


Fig. 9: Fazieskarte der oberen Günsberger Schichten, der Wangener und Küssaburg-Schichten.

mikritische Grundmasse mit wenig erkennbarem biogenem Detritus weist darauf hin, dass das Gestein vor allem aus chemisch gefällttem Kalziumkarbonat besteht (DS 62/57). Der elektronenmikroskopische Befund weist in dieselbe Richtung. Die hohe Porosität und den extrem hohen Kalkgehalt hat das Gestein mit dem kreidigen Kalk von Wangen und den kreidigen Kalken von St. Ursanne gemein. Auch für die Wangener und Küssaburg-Schichten gilt, dass die Wassertiefe während ihrer Bildung im NE grösser war als im SW. Am Ende ihrer Entstehungszeit hat sich die Sedimentationsgeschwindigkeit stark verlangsamt. Dies zeigen die häufig korrodierten Schichtoberflächen, der meist spärliche Glaukonit und die erhöhte Fossilführung der Knollen-Schicht. Die vereinzelt Korallen im ungefähren Niveau der Knollen-Schicht von Baden (S. 22) deuten an, dass die Wassertiefe im östlichen Aargau noch nicht sehr gross gewesen sein kann. Die Mächtigkeiten der Wangener Schichten in der Nähe des Oltener Riffes zeigen, dass die Riffböschung gegen aussen sanft und wenig hoch gewesen sein muss. Vom Riff wird angenommen, dass es sich schon bald nach Beginn des Wachstums bis in den Gezeitenbereich erhoben hat, weil die Bankfugen im Oltener Korallenkalk stets eben sind, und zwar auf mehrere 100 m Distanz (Profil 21, siehe S. 75). Die Tatsache, dass die riffbildenden Organismen nur einen kleinen Anteil am Gestein haben, dass sie kein Gerüst bilden und dass Bohrmuscheln häufig sind, scheint diese Deutung zu stützen (vgl. S. 94f.; siehe auch MAXWELL et al. 1961, S. 230). Die Bankfugen des Riffes wären also durch Unterbrüche in der Subsidenzbewegung verursacht und stellten dann fossile «reef flats» dar. Somit müssen die riffnahen Wangener Schichten in sehr seichtem Wasser abgelagert worden sein. Sie führen denn auch erst vom Bözberg an nordostwärts Ammoniten. Es fällt auf, dass sie bis dicht an das Riff

an ebenen Fugen gebankt sind. Die Wasserbewegung war im Ablagerungsgebiet der Wangener und Küssaburg-Schichten gering, da die Pholadomyen stets in Lebensstellung und mit geschlossenen Klappen eingebettet sind. Die kleinen Ammoniten stehen wie in den Hornbuck-Schichten häufig schief im Gestein.

Zur Entstehungszeit des Algenbiostroms der Hauptmumienbank muss im ganzen Solothurner und Berner Jura eine ausgedehnte, ebene Fläche bestanden haben, die entweder im Gezeitenbereich lag oder zumindest von starken Gezeitenströmen überstrichen wurde (vgl. LOGAN et al. 1964, S.81). Auf diese Weise ist es möglich, dass feinsten Kalkschlamm und mehrere Zentimeter grosse Kalkalgenknollen am gleichen Ort entstehen. POLLOCK (1928, S.27) beschreibt einen rezenten Kalkschlamm mit frei darin liegenden, lebenden Lithothamnien-Knollen von einer Riff-Plattform vor der Insel Oahu (Hawaii-Archipel). Vor der Ebbe und vor der Flut, d.h. während der Gezeitenstrom stark ist, werden die Algenknollen gerollt und der Kalkschlamm aufgewirbelt. Während der Flut bleiben die Knollen liegen, und der suspendierte Kalkschlamm setzt sich wieder ab. Die Knollen und der Schlamm entstehen also nicht im strengen Sinn an Ort, da das Sediment bei jedem Gezeitenstrom teilweise umgelagert wird. Doch spielt sich diese Pendelbewegung in einem stationären Bereich ab. Ein Transport der Kalkalgenknollen aus einem Entstehungsgebiet mit stark bewegtem in ein solches mit ruhigem Wasser und Kalkschlammsedimentation, wie ihn PÜMPIN (1965, S.817) für seine Mumienkalke vermutet, braucht also nicht angenommen zu werden. Für die Hauptmumienbank ist es charakteristisch, dass gerade dort, wo die Grundmasse primär ein Kalkpelit war, die Algenknollen am häufigsten und am besten entwickelt sind (vgl. Taf. X, Abb. 37). Die Rinde der grösseren Mumien besteht dort aus lappigen, konzentrischen Schalen, was nach LOGAN et al. (1964, S.81) dafür spricht, dass diese Knollen häufig, vermutlich sogar regelmässig umgelagert worden sind. Gegen den Oltenen Riffkalk, wo das Gestein zunehmend oolithisch wird und die Grundmasse vorwiegend aus sekundärem Kalzit besteht, werden die Kalkalgenknollen rasch kleiner und seltener und fehlen in der Nähe des Riffes ganz (Fig. 10). Die Hauptmumienbank enthält meist etwas Glaukonit. Unter der Voraussetzung, dass dieser authigen ist, darf angenommen werden, dass ihre Bildung langsam vor sich gegangen ist. Die authigene Entstehung des Glaukonites ist wohl möglich, da er nach CLOUD & BARNES (1948, S.97) schon im Gezeitenbereich entstehen kann. Dies bedeutet, dass das Absinken des Untergrundes zu dieser Zeit westlich von Olten stark verlangsamt war oder vorübergehend ganz aufgehört hat. Zahlreiche Austern, v.a. im oolithischen Teil der Hauptmumienbank (Solothurner Jura), deuten auf zeitweise Emersion: Während einer solchen tritt Niederschlags- oder Grundwasser ins Sediment, was eine rasche Umwandlung von Aragonit in Kalzit und die Zementierung von Kalksand zur Folge hat. Auf der entstandenen harten Oberfläche können sich nach einer neuen, dauernden Überflutung Austern ansiedeln. Als Magnesiumquelle für den häufigen Dolomit der Hauptmumienbank kommt vor allem magnesiumreicher Kalzit der Kalkalgen in Frage.

Nach der Entstehung der Hauptmumienbank senkte sich im Gebiet westlich von Olten der Untergrund wieder langsam und im ganzen Areal gleichförmig. Die Bildung des Holzflue-Oolithes, der sich in einem bis zu 5 km breiten Streifen mit gelblichweissen, dichten Kalken der Letzi-Fazies verformte, setzte ein. Ein isoliertes Vorkommen von dichtem Kalk befindet sich weiter westlich in den oberen Holzflue-Schichten des Horngraben (Profil 15). Hier haben die Holzflue-Schichten die ungewöhnliche Mächtigkeit von 75 m. Eine Vergrösserung der Mächtigkeit durch Verschuppung ist nicht ausgeschlossen. Die Schichten bestehen zu mehr als 50% aus feinkörnigem Bahamit. Da Oolithe sehr oft, Bahamite aber nie kreuzgeschichtet sind, ist anzunehmen, dass sich Bahamit in schwächer bewegtem und meistens auch tieferem Wasser bildet als Oolith (vgl. PURDY 1963b, S.493). Im Gebiet des Horngraben muss zur Bildungszeit der Holzflue-Schichten eine lokale Absenkung des Untergrundes stattgefunden haben, die jene der unmittelbaren Umgebung um etwa 40 m übertraf (vgl. Taf. XIX und Fig. 11), da der hangende Verena-Oolith sich in unveränderter Fazies und Mächtigkeit darüber lagert. Diese Absenkung war vermutlich zeitweise so rasch, dass die Oolithbildung nicht mehr damit Schritt hielt, das Wasser etwas tiefer wurde und sich Bahamit bildete.

Da dieses lokale Senkungsfeld und dasjenige der Wolfsschlucht in unmittelbarer Nachbarschaft von demjenigen des Gschlif liegen, für das primärstratigraphischer Mächtigkeitszuwachs gesichert ist, wird angenommen, dass auch die Mächtigkeiten der zwei anderen lokal angeschwollenen Schichtein-

heiten nicht durch Verschuppung entstanden sind, sondern möglicherweise über einem N-S verlaufenden Senkungsfeld, in dem die stärkste Absenkung von Süden nach Norden hin und her pendelte, da in der Wolfsschlucht auch in der Verena-Schicht noch eine erhöhte Mächtigkeit gefunden wurde (Taf. XIX, Sammelprofil 2). Die Ooide der Holzflue-Schichten sind in einem bestimmten Areal (S. 86) meistens zu Mikrit rekristallisiert und zeigen ihren schaligen Bau nur noch undeutlich. Diese Rekristallisation tritt nach PURDY (1963b, S. 479) in Oolithen auf, die sich wegen vergrößerter Wassertiefe nicht mehr weiterbilden,

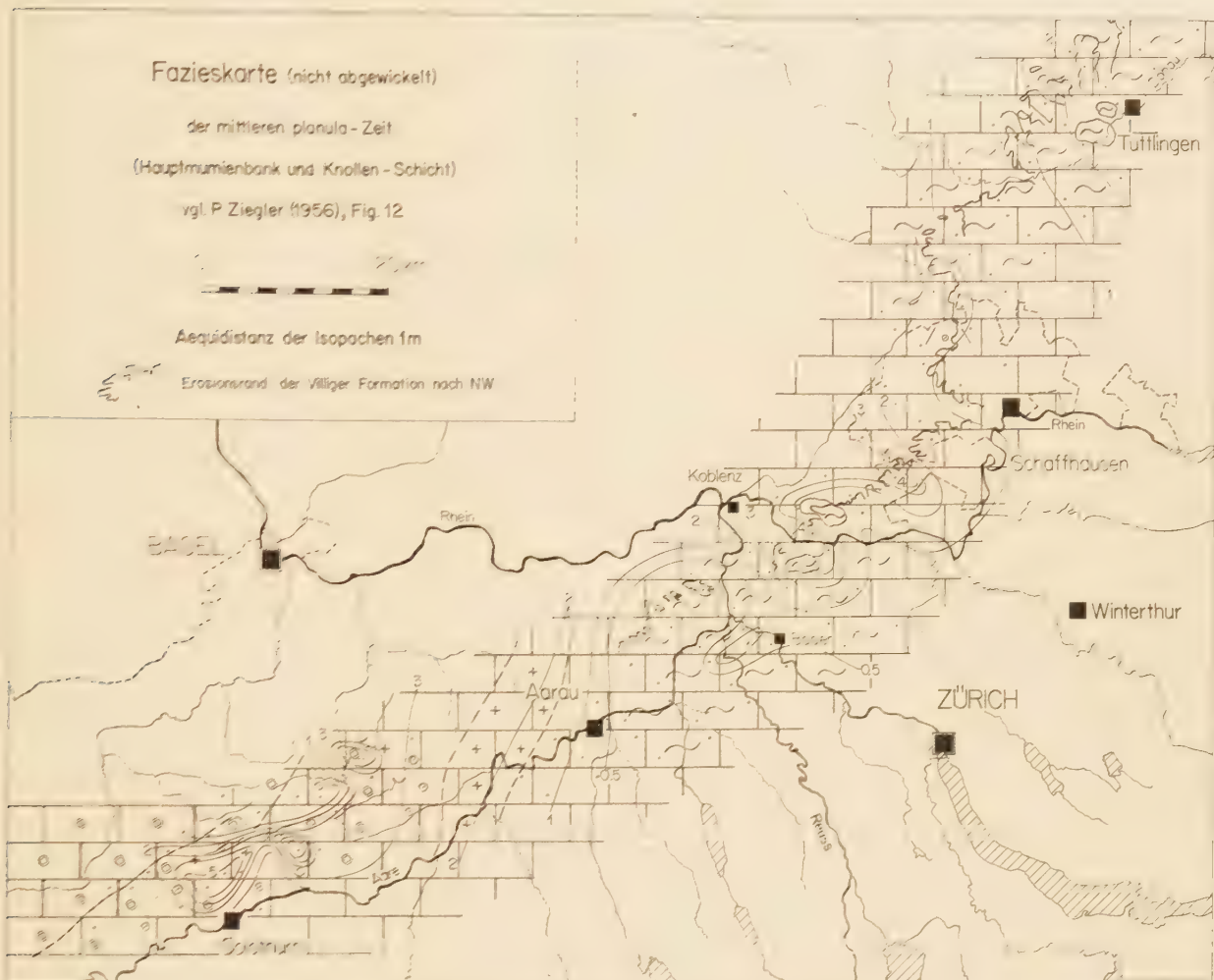


Fig. 10: Fazieskarte der Hauptmumienbank und der Knollen-Schicht.

aber noch nicht von weiterem Sediment zugedeckt sind. In den oolithischen Holzflue-Schichten findet man die teilweise starken Dolomitisationen dort, wo die Ooide vorwiegend aus Mikrit bestehen (Taf. XIII, Abb. 47). Im Verena-Oolith dagegen, dessen Ooide ebenfalls vorwiegend mikritisch rekristallisiert sind, wurde kein Dolomit, auch kein rekristallisierter, gefunden.

Im Gebiet zwischen Egerkingen und Olten nahm die Wassertiefe zur Bildungszeit der Holzflue-Schichten allmählich zu. Das Riffwachstum in der Gegend von Olten hörte auf. Zuletzt bildete sich über den kreidigen Kalken von Wangen noch ein Korallen Hydrozoen-Rasen. Gleichzeitig mit dem Oltener Riff wuchsen im Wasserfallengebiet und nordwestlich von Aedermannsdorf innerhalb des Steinibach-Oolithes kleine Patch-Riffe, Korallen Hydrozoen-Rasen und isolierte Kolonien. Bei der Bildung der Hauptmumienbank fand Korallenwachstum in derselben Weise in der Wolfsschlucht und im Weissensteingebiet statt. Noch später hielten sich Korallen kurze Zeit an der Brocheni Flue und vor allem an der Hasenmatt.

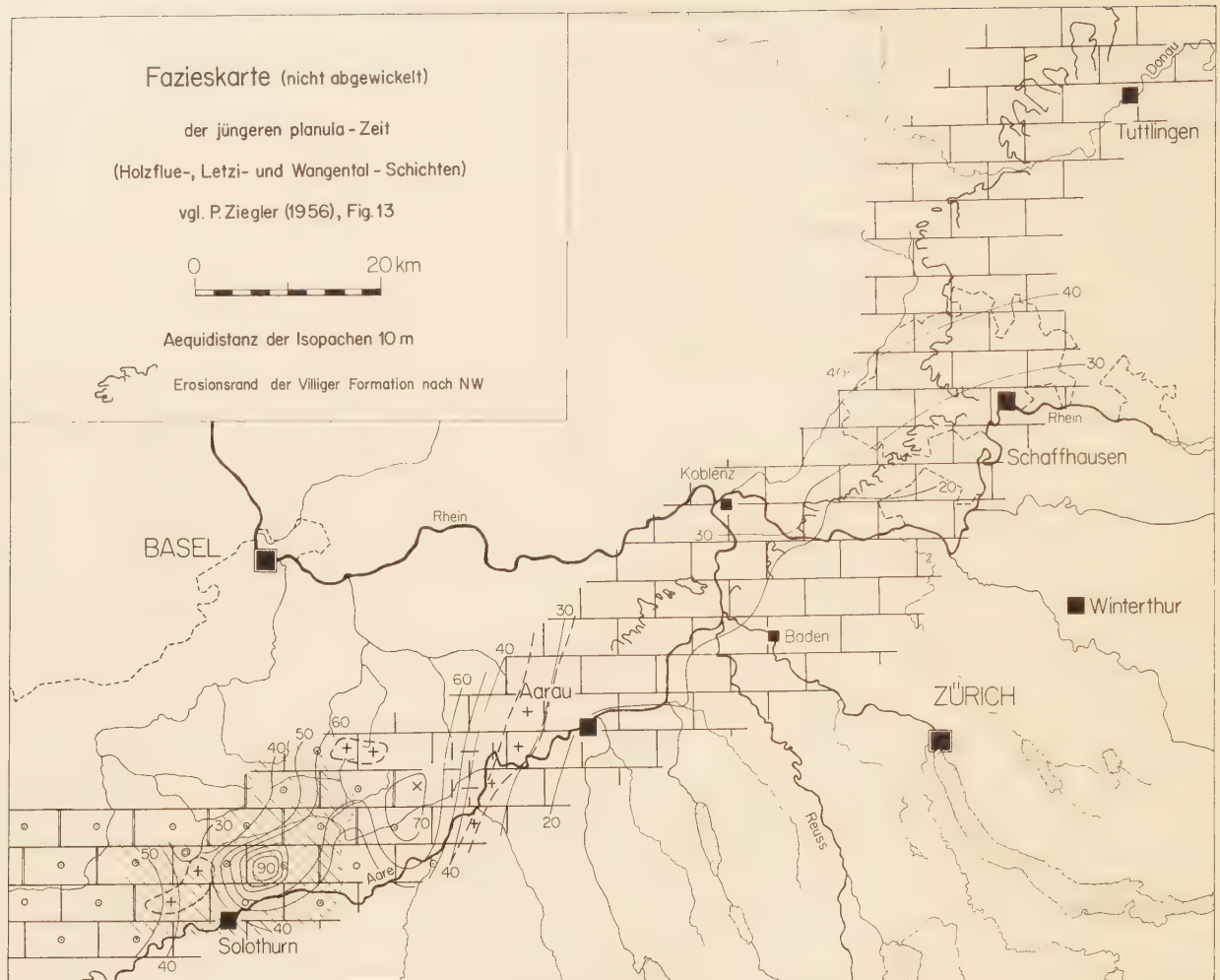


Fig. 11: Fazieskarte der Holzflue-, Letzi- und Wangental-Schichten (schraffiert = Vorkommen der Verena-Schicht).

Östlich von Olten bildeten sich die Letzi- und die Wangental-Schichten. In den Letzi-Schichten treten die ersten Ammoniten am Villiger Geissberg auf, während bei Mellikon die ersten Glochiceraten und Taramelliceraten erscheinen, die in den Wangental-Schichten über die Perisphinctiden dominieren. Die Wassertiefe hat also auch während der Ablagerungszeit der Letzi- und Wangental-Schichten von SW nach NE zugenommen (siehe S. 115). In der Gegend von Olten mag sie unmittelbar vor dem Riff 10 bis höchstens 30 m betragen haben. Dies wird einerseits aus den Mächtigkeiten der Wangener und Letzi-Schichten unmittelbar vor dem Riff (Taf. XIX, Sammelprofil 1) und andererseits aus dem Befund abgeleitet, dass sich Oolithe in Wassertiefen bilden, die nicht mehr als wenige Meter betragen, und Bahamite vom Gezeitenbereich bis in höchstens 15 m Tiefe entstehen (PURDY 1963b, S. 479). Ooide und Bahamide kommen in den riffnahen Wangener und Letzi-Schichten nicht vor.

Weiter nordöstlich von Olten kann die Wassertiefe nicht mehr quantitativ angegeben werden. Die Ooide in der Knollen-Schicht von Beggingen (S. 58) sind sicher allothigen. Im Lochengebiet (Württemberg), wo die Bankfazies der Küssaburg- und Wangental-Schichten in Lithologie und Fossilinhalt mit dem Randan übereinstimmt, kann die Wassertiefe auf Grund der Schwammbioherme grob abgeschätzt werden. E. FISCHER (1913, Abb. 2) gibt an, dass am Ende des Oxford-Alters die Höhendifferenzen zwischen der Oberfläche des schlammigen, normalen Sedimentes und den Kulminationen der höchsten Schwammbioherme bis zu 50 m betragen haben. Dieser Wert kann primär etwas kleiner gewesen sein, da Schwammbioherme möglicherweise eine geringere Kompaktion durchmachten als Kalkschlamm. Im Lochengebiet wurden in den Schwammkuppeln keine Korallen gefunden, während Korallen-Einzelkelche

in den Schwammbiohermen von Mellikon nicht selten sind. Unter der Voraussetzung, dass das Wasser in beiden Gebieten klar war, darf man also annehmen, dass über den Schwammkuppeln im Lochengebiet im Oberoxford-Alter noch mindestens 40 bis 50 m Wasser gelegen haben, was eine Wassertiefe über dem normalen Meeresboden von mindestens 90 m ergibt. Bei dieser Tiefe überwiegen im Lochengebiet bei den Ammoniten die Öppliiden über die Perisphinctiden, während östlich von Olten bei 10 bis 30 m Wassertiefe überhaupt keine Ammoniten mehr vorkommen (siehe oben). Bei einer Wassertiefe, die zwischen diesen Werten liegt, wurde bei Mellikon eine Vergesellschaftung von Kieselschwämmen mit wenigen Korallen sowie grosswüchsigen Perisphinctiden (*Ringsteadia*, *Decipia*) mit wenigen Öppliiden gefunden. Dies spricht dafür, dass diese Ammoniten nicht frei in den oberen Wasserschichten schwimmend gelebt haben, sondern in Bodennähe, wenn nicht sogar vorwiegend benthonisch (vgl. B. ZIEGLER 1967, S. 440f.). Auch das Vorkommen der Muscheln hängt von der Wassertiefe ab. In den Küssaburg- und den Wangental-Schichten sind sie viel weniger häufig als die Ammoniten. In den Crenularis-Schichten von Würenlingen überwiegen die Muscheln über die Ammoniten, bei denen die grossen Perisphinctiden dominieren. Vom Villiger Geissberg nach NE führen die Crenularis-Schichten Ostreiden, zusammen mit wenigen Ammoniten, v. a. grossen Perisphinctiden.

Eine ähnliche Faunengemeinschaft wie in den Crenularis-Schichten des nordöstlichen Aargau findet man am Born in den Äquivalenten der Badener Schichten. In der Region Olten muss also der Untergrund am Ende des Oxford-Alters rasch abgesunken sein, da man in den oberen Letzi-Schichten bei Schönenwerd (Profil 28) nur Seichtwassermuscheln, wie z. B. *Pinna*, findet, während zu Beginn des Kimmeridge-Alters die Ammoniten bis nach Egerkingen vorstießen. Dagegen ergibt die Ammonitenfauna der Badener Schichten von Mellikon keine Anhaltspunkte für eine Vergrösserung der Wassertiefe an der Wende vom Oxford- zum Kimmeridge-Alter, was eine solche aber nicht ausschliesst.

Die Tatsache, dass in der oberen Oxford-Stufe Glaukonithorizonte durch Gesteine verfolgt werden können, die aus ganz verschiedenen Wassertiefen stammen, zeigt, dass die zyklische Gliederung der Oxford-Stufe im untersuchten Gebiet nicht nur durch tektonische Bewegungen des Untergrundes verursacht sein kann. Westlich und östlich von Olten stellt man einen mehrmaligen Wechsel in der Sedimentationsgeschwindigkeit während des Oxford-Alters fest. Die Subsidenz, die sich aus der Absenkung des Sockels, der Ablagerung und Kompaktion der Sedimente und der resultierenden Wassertiefe zusammensetzt, zeigt im ganzen Gebiet in grossen Zügen dieselben Schwankungen. Man stellt aber regional und vor allem lokal erhebliche Abweichungen fest. Von der regionalen, raschen Absenkung zu Beginn der *bimammatum*-Zeit im Kanton Aargau findet man westlich von Olten bis über die äussere Klus hinaus keinerlei Spuren. Die lokalen, z. T. sehr starken Absenkungen in der Weissenstein- und Farisbergkette sind auf S. 112f. und Fig. 8–11 dargestellt. Die Änderungen der Wassertiefe können also im Untersuchungsgebiet nicht allein durch eustatische Schwankungen des Meeresspiegels oder weiträumige Epirogenese verursacht sein und auch nicht durch differentielle Kompaktion von prä-oxfordischen Sedimenten.

Östlich von Olten hat nicht nur die Sedimentation von Kalkschlamm, sondern auch die von Ton variiert. Sonst müssten die sehr mächtigen Effinger Schichten des Kantons Aargau kalkreicher sein als diejenigen des Randen und der Schwäbischen Alb. Da die Wasserbewegung schwach und das Wasser fast dauernd gut belüftet und durchgehend normal gesalzen war, kommen östlich von Olten als Ursache für die Änderungen in der Sedimentationsgeschwindigkeit neben der Subsidenz auch noch Klimaschwankungen in Frage, während im Oberoxford-Alter westlich von Olten vor allem tektonische Bewegungen des Untergrundes die Art und Geschwindigkeit der Sedimentation bestimmten.

Das Klima scheint im Oxford-Alter warm gewesen zu sein. BOWEN (1961, S. 312) bestimmte an einem Belemniten der Birmenstorfer Schichten von «Braunegg bei Aarau» aus dem O¹⁸/O¹⁶-Verhältnis eine Paläotemperatur von 24,4°C. Dazu ist zu bemerken, dass am Chestenberg bei Brunegg keine Birmenstorfer Schichten zutage treten, wohl aber Badener Schichten. In diesen sind Belemniten häufig, in den Birmenstorfer Schichten dagegen selten. Es liegt also wahrscheinlich eine Verwechslung vor. P. FRITZ (1965, S. 266) gibt für den süddeutschen Weissjura α Paläotemperaturen von 18,5°C bis 21,5°C an und für den Weissjura β 20,5°C bis 23,5°C. Es liegt nahe, den hohen Kalkgehalt der Oberoxford-Gesteine

von Süddeutschland einer Erwärmung des Klimas zuzuschreiben, da die Wassertiefe dort im ganzen Oxford-Alter etwa gleichgeblieben sein dürfte. Dem hält FRITZ (S. 268) entgegen, dass er von Belemniten aus gleich alten Mergeln und Kalken übereinstimmende Temperaturen erhielt. Dieser Einwand ist nicht stichhaltig, denn es ist klar, dass bei einer bestimmten Temperatur nebeneinander Kalke und Mergel entstehen können, nämlich dann, wenn entweder bei regional konstanter Tonzufuhr die Kalkfällung oder Zufuhr von detritischem Kalkschlamm nicht überall gleich ist, wie dies für die oberen Effinger bzw. Geissberg-Schichten anzunehmen ist, oder wenn bei regional konstanter Kalkfällung die Tonzufuhr von Ort zu Ort verschieden stark ist (z. B. untere und mittlere Effinger Schichten). Es ist schwierig, für den über weite Strecken konstanten Bankungsrhythmus in den Oberoxford-Kalken der mittleren Schwäbischen und Fränkischen Alb oder den Birnenstorfer Schichten des Kantons Aargau eine andere Ursache zu finden als Schwankungen in der Temperatur des oberflächennahen Wassers und damit der Kalkfällung. Dasselbe gilt für den Glaukonithorizont der Knollen-Schicht/Hauptmumienbank, der sich durch Gesteine aus ganz verschiedenen Wassertiefen hindurch verfolgen lässt. Der Glaukonit der Hauptmumienbank und der Mumienbank an der Basis der Kimmeridge-Stufe östlich von Olten (S. 74) konnte sich bilden, weil mit einem kurzen Unterbruch der Subsidenzbewegung, die die Bildung von Mumienbänken erlaubte, eine Verminderung der Sedimentationsgeschwindigkeit zusammenfiel. In diesem Fall wurde wahrscheinlich die Kalkfällung, die von der Wassertemperatur und damit vom Klima beeinflusst wird, reduziert. Neben den erwähnten Paläotemperaturen des Meerwassers gibt es nur sehr spärliche Hinweise auf den Charakter des Klimas zur Oxford-Zeit. Das Fehlen von Dolomit und Evaporiten im Vorbourg-Kalk und den unmittelbar hangenden Natica-Mergeln lässt angesichts der relativ hohen Wassertemperaturen auf ein ziemlich niederschlagsreiches Klima schliessen, was das recht häufige Schwemmholz und andere Pflanzenreste in diesem Niveau zu bestätigen scheinen (siehe PÜMPIN 1965, Fig. 21).

Die mittlere und obere Oxford-Stufe des untersuchten Gebietes kann in drei Sedimentationszyklen aufgeteilt werden:

1. Birnenstorfer bis Geissberg-Schichten,
2. Crenularis- bis obere Wangener Schichten,
3. Knollen-Schicht bis obere Letzi-Schichten.

Wichtig ist dabei, dass die Mergelsedimentation der Effinger Fazies im Randen früher beginnt als im Aargau.

Der Kalkschlamm, der mengenmässig wichtigste Bestandteil der untersuchten Gesteine, muss zur *bifurcatus*-Zeit zu einem erheblichen Teil vom Riffgürtel des «Rauracien» und dem dahinter gelegenen Flachwasserbereich gekommen sein. Dies zeigen die Übergangskalke, die zu einem grossen Teil aus mechanisch und biologisch zerkleinertem Fossildetritus bestehen (M. A. ZIEGLER 1962, S. 34; siehe auch E. C. DAPPLES 1942 und K. CHAVE 1960). In mehreren Gesteinen kommen 1–10 μ grosse, gut ausgebildete Karbonatrhomboëder vor. In einer Schlammprobe aus den oberen Effinger Schichten vom Born (Schicht 21/1, Fraktion 5–10 μ) wurden häufige, scharfkantige Rhomboëder von 8–10 μ Grösse gefunden, die sich auch in konzentrierter Ameisensäure nicht auflösten. Sie bestehen also aus Dolomit und können mit denen verglichen werden, die R. W. FAIRBRIDGE (1957, S. 150) aus dem Mittelmeer erwähnt. Im Riffkalk von Olten (Schicht 21/35) wurden mit dem EM 1–5 μ grosse Rhomboëder nachgewiesen (siehe auch FLÜGEL & FRANZ 1967b, Taf. II, Fig. 2), die in Ameisensäure löslich und folglich Kalzite sind. Da es sich um Einkristalle handelt, sind sie wahrscheinlich primär, d. h. keine rekalkitisierten Dolomite. Nach ALDERMAN & SKINNER (1957) und ALDERMAN (1958, S. 3) können Dolomit und Kalzit in teilweise abgeschlossenen Lagunen chemisch ausgefällt werden, und zwar schon bei einer geringeren Salzkonzentration als der des normalen Meerwassers (siehe auch C. LALOU 1957, S. 195). Auf der Plattform des Oltener Riffes ist also wahrscheinlich primärer Kalzit chemisch ausgefällt worden. Dies ist ein weiteres Indiz dafür, dass dieses Riff bis in den Gezeitenbereich gewachsen ist (vgl. S. 95). Dasselbe könnte auf dem «Rauracien»-Riff geschehen sein (vgl. CLOUD 1952, S. 2127, und HENSON 1950, S. 235) und vor allem im Ablagerungsbereich der Vorbourg-Kalke: NEWELL & RIGBY (1957, S. 61) stellen fest, dass in den Süsswasserseen der Insel Andros (Bahamas) Kalkschlamm vorkommt, der

vor allem aus Kalzit besteht. Die Autoren betonen (S. 59), dass Kalkschlamm auf mehrere Arten entstehen kann. Wahrscheinlich hat sich der Schüttung von Kalkschlamm aus dem Riff- und Hinterriffbereich im Vorriffgebiet die Sedimentation von chemisch (mit oder ohne Mitwirkung von Organismen), in den obersten Wasserschichten gefällttem Kalziumkarbonat überlagert. Diese Fällung scheint im Vorriffbereich während des Oberoxford-Alters die wichtigste Quelle von Kalkschlamm gewesen zu sein (S. 40), wogegen die Rolle der Coccolithophoriden als Gesteinsbildner in diesem Faziesbereich wahrscheinlich gering war, selbst wenn man annimmt, dass die primär vorhandenen Coccolithen (Taf. XI, Abb. 41) bzw. ihr Detritus (Taf. IV, Abb. 16) bei der Diagenese zu einem erheblichen Teil unkenntlich geworden sind (Taf. X, Abb. 39, siehe auch S. 24).

Über die Herkunft der grossen, während der *bifurcatus*-Zeit geschütteten Tonmassen der Effinger Schichten kann nichts ausgesagt werden. Die dünnen, laminierten bis schräggeschichteten Lagen mit angereichertem detritischem Quarz – für die oberen Effinger Schichten vom Wutachtal bis in den französischen Jura (MARCOU 1848, S. 89) charakteristisch – sind im Aargau und dem oberen Wutachtal (Eichberg) von N bis NW her geschüttet. Daraus darf aber nicht auf die Schüttungsrichtung des Tones geschlossen werden (vgl. S. 107 f.).

Über den Zeitpunkt der sehr verbreiteten Rekalzitisierung von Dolomit kann ebenfalls nichts ausgesagt werden. Für die Rekalzitisierungen in Malmkalken der Schwäbischen Alb gibt P. FRITZ (1966, S. 88) an, dass Oberflächenwasser daran beteiligt war. Die Rekalzitisierungen hätten also nach der Heraushebung der Malm-Serie über den Meeresspiegel stattgefunden. Zum gleichen Schluss kamen D. J. SHEARMAN et al. (1961, S. 11). Dem hält W. M. BAUSCH (1965, S. 81) entgegen, dass Dedolomitierungen und Rekalzitisierungen in einem 1670 m tiefen Bohrloch gefunden worden sind und dort nicht von jungem Oberflächenwasser verursacht sein können.

Die Dolomitisierung hat sicher während der frühen Diagenese stattgefunden, da sie an bestimmte Horizonte gebunden ist. FRITZ (1966, S. 88) fand für Dolomite in der schwäbischen Malm-Serie eine mittlere Bildungstemperatur von 33°C. PURDY (1963a, S. 338) gibt für das Ozeanwasser im Bereich der Bahama-Inseln Temperaturen von 24°C bis 28,5°C an, während das Wasser über der zentralen Bahama-Bank bis zu 32°C warm werden kann. Man darf also annehmen, dass das Gebiet westlich von Olten im jüngeren Oxford-Alter bezüglich Topographie und Klima dem heutigen Bahama-Archipel bzw. dem Alacran-Riffkomplex (Mexiko) glich (vgl. KORNICKER & BOYD 1962, S. 641). Das Vorkommen von vermutlich authigenem Glaukonit in der Hauptmumienbank, d. h. in einer Bildung des Gezeitenbereichs oder in wenig tieferem Wasser, deutet darauf hin, dass das Klima nicht volltropisch war. CLOUD (1955, S. 490) gibt an, dass sich Glaukonit gegenwärtig in den Tropen nur in tieferem (d. h. kühlerem) Wasser bildet (siehe auch CLOUD & BARNES 1948, S. 97 ff.).

Es wurde versucht, das absolute Alter der Oxford-Stufe zu messen.

Dazu schienen Glaukonite aus dem Tonmergel der unteren Oxford-Stufe vom Randen (S. 18 und 55) und dem mergeligen Kalk der unteren Badener Schichten des Kantons Aargau (S. 63) besonders geeignet. In beiden Horizonten ist ein Teil der Glaukonite aus Biotit entstanden, und in den Badener Schichten kommt das Mineral im Innern von biogenen Hartteilen vor. Diese Glaukonite sind folglich authigen. Da beide Schichten detritischen Quarz führen, ist es denkbar, dass auch von ihrem Glaukonit ein Teil allothigen ist. Dessen Oberflächenbeschaffenheit spricht dagegen (vgl. S. 55). Die Glaukonite stammen aus Leithorizonten (Taf. XVI und XVII), die Ammoniten führen (Tab. 7 und 8).

F. McDowell ermittelte in Zusammenarbeit mit P. Signer und M. Grünenfelder am Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH (Zürich) mit der Kalium/Argon-Methode die folgenden Alter:

Glaukonit aus Schicht 62/121:	137 ± 3 Mio. Jahre
70/124:	134 ± 3 Mio. Jahre
80/5:	145 ± 3 Mio. Jahre
81/3:	146 ± 3 Mio. Jahre
82/5:	145 ± 3 Mio. Jahre

Verzeichnis der zitierten Literatur und Karten ¹

Beitr. Schweiz	= Beitr. geol. Karte Schweiz
Bull. AAPG	= Bull. amer. Ass. Petroleum Geologists
Eclogae	= Eclogae geol. Helv.
J. S. P.	= J. sed. Petrol.
N. Jb.	= N. Jb. (Mineral.) Geol. Paläont.

- ALDERMAN, A. R. (1958): *Aspects of carbonate sedimentation*. – J. geol. Soc. Australia 6, S. 1–10.
- ALDERMAN, A. R. & SKINNER, H. C. W. (1957): *Dolomite sedimentation in the south-east of South Australia*. – Amer. J. Sci. 255, S. 561–567.
- ALLEN, J. R. L. (1960): *The Mam Tor sandstones: A «turbidite» facies of the Namurian deltas of Derbyshire, England*. – J. S. P. 30/2, S. 193–208.
- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961): *Code of Stratigraphic Nomenclature*. – Bull. AAPG 45/5, S. 645 bis 665.
- ARKELL, W. J. (1925–1927): *The corallian rocks of Oxford, Berks and North Wilts*. – Phil. Trans. roy. Soc. London, Ser. B, 216, S. 67 bis 181.
- (1935–1948): *Ammonites of the English corallian beds*. – Paleontogr. Soc. London.
- (1956): *Jurassic Geology of the World*. – Oliver & Boyd, London.
- BATHURST, R. G. C. (1959a): *Diagenesis in Mississippian calcilutites and pseudobreccias*. – J. S. P. 29/3, S. 365–376.
- (1959b): *The cavernous structure of some Mississippian Stromatactis reefs in Lancashire, England*. – J. Geol. 67, S. 506–521.
- (1964): *The replacement of aragonite by calcite in the molluscan shell wall*. In: IMBRIE, J. & NEWELL, N. D.: *Approaches to paleoecology*. – S. 357–376. Wiley, New York and London.
- BAUSCH, W. M. (1965): *Dedolomitisierung und Recalcitisierung in fränkischen Malmkalken*. – N. Jb. Mineral., Mh., S. 75–82.
- BEALES, F. W. (1956): *Conditions of deposition of Palliser (Devonian) limestone of Southwestern Alberta*. – Bull. AAPG 40, S. 848–870.
- (1958): *Ancient sediments of Bahaman type*. – Bull. AAPG 42/8, S. 1845–1880.
- BENDER, F. (1951): *Fossile Pilze aus einem Eisenoolithhorizont des Lias α in Württemberg*. – Palaeontographica 91, B, S. 152–158.
- BENTOR, Y. K. & KASTNER, M. (1965): *Notes on the mineralogy and origin of glauconite*. – J. S. P. 35, S. 155–166.
- BERGENBACK, R. E. & TERRIERE, R. T. (1953): *Petrography and petrology of Scurry reef, Scurry County, Texas*. – Bull. AAPG 37, S. 1014–1029.
- BIANCONI, F. (in Vorb.): *Geologia e petrografia della regione del Campolungo*. – Diss. ETH, Zürich.
- BLACK, M. (1933): *The algal sediments of Andros Island, Bahamas*. – Phil. Trans. roy. Soc. London, Ser. B, 222, S. 165–192.
- BOLLER, K. (1963): *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhone)*. – Eclogae 56/1, S. 15–102.
- BORNEMANN, J. G. (1886): *Beiträge zur Kenntniss des Muschelkalkes, insbesondere der Schichtenfolge und der Gesteine des Unteren Muschelkalkes in Thüringen*. – Jb. k. preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad. (1885), S. 267–320.
- BOWEN, R. (1961): *Paleotemperature analyses of Belemnoida and jurassic paleoclimatology*. – J. Geol. 69, S. 309–320.
- BRAUN, H. (1964): *Zur Entstehung der marin-sedimentären Eisenerze*. – Clausth. H. Lagerstk., Geochem., mineral. Rohst. 2, S. 1–133.
- BRÜCKNER, W. (1951): *Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizeralpen*. – Geol. Rdsch. 39, S. 196–212.
- BURST, J. F. (1958): *Mineral heterogeneity in «Glauconite» Pellets*. – Amer. Mineralogist 43, S. 481–497.
- (1965): *Subaqueously formed shrinkage cracks in clay*. – J. S. P. 35, S. 348–353.
- BUSER, H. (1952): *Beiträge zur Geologie von Blatt Bözen im Schweizerischen Tafeljura*. – Diss. Univ. Zürich.
- BUTTICAZ, P. (1943): *Ammonites séquaniennes du Reculet (Jura français). Etude paléontologique et stratigraphique*. – Diss. 1053 Univ. Genève.
- BUXTORF, A., KÜNZLI, E. & ROLLIER, L. (1908): *Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung*. – Beitr. Schweiz, N. F. 21.
- CALLOMON, J. H. (1960): *New sections in the corallian beds around Oxford, and the subzones of the plicatilis-zone*. – Proc. Geologists' Ass. 71/2, S. 177–208.
- CAROZZI, A. (1954): *Tektonik und zyklische Sedimentation in der Helvetischen Zone der Schweizer Alpen*. – Geol. Rdsch. 42, S. 233 bis 237.
- (1961): *Distorted oolites and pseudoolites*. – J. S. P. 31/2, S. 262–274.

¹ Bei Karten steht nach der Jahreszahl ein Stern (*).

- CARTIER, R. (1861): *Der obere Jura zu Oberbuchsitzen; eine geologische Skizze.* – Verh. natf. Ges. Basel 3, S. 48–64.
- CAYEUX, L. (1935): *Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées.* – Masson, Paris.
- CHAVE, K. E. (1952): *A solid solution between Calcite and Dolomite.* – J. Geol. 60, S. 190–192.
- (1954a): *Aspects of the biochemistry of magnesium. I. Calcareous marine organisms.* – J. Geol. 62, S. 266–283.
- (1954b): *Aspects of the biochemistry of magnesium. II. Calcareous sediments and rocks.* – J. Geol. 62, S. 587–599.
- (1960): *Carbonate skeletons to limestones: Problems.* – Trans. New York Acad. Sci. (2), 23, S. 14–25.
- CHOFFAT, M. P. (1878): *Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et le Jura méridional.* – Mém. Soc. Emul. Doubs (5), 3, S. 1–123.
- CLOUD, P. E. (1952): *Facies relationships of organic reefs.* – Bull. AAPG 36, S. 2125–2149.
- (1955): *Physical limits of Glauconite formation.* – Bull. AAPG 39/4, S. 484–492.
- (1960): *Gas as a sedimentary and diagenetic agent.* – Amer. J. Sci. 258–A, S. 35–45.
- (1962): *Environment of calcium carbonate deposition west of Andros island, Bahamas.* – Prof. Pap. U. S. geol. Surv. 350, S. 1–138.
- CLOUD, P. E. & BARNES, V. E. (1948): *The Ellenburger Group of central Texas.* – Publ. Univ. Texas 4621, S. 1–473.
- CONGRÈS GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL, 2^e Sess., Bologne 1881 (1882): *Rapports des Commissions Internationales et résolutions votées par le Congrès Géologique International.* – Fava & Garagnani, Bologne.
- CONGRÈS GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL, Commission Internationale de Stratigraphie (1964): *Colloque du Jurassique à Luxembourg, 1962.* – Minist. Arts et Sci., Luxembourg.
- COTTER, E. (1966): *Limestone diagenesis and dolomitisation in Mississippian carbonate banks in Montana.* – J. S. P. 36/3, S. 764–774.
- DANGEARD, L. (1936): *Etude des calcaires par coloration et décalcification. Application à l'étude des calcaires oolithiques.* – Bull. Soc. géol. France (5), 6, S. 237–245.
- DAPPLES, E. C. (1942): *The effect of macro-organisms upon nearshore marine sediments.* – J. S. P. 12/3, S. 118–126.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1962): *Rock-forming minerals. Vol. 3: Sheet Silicates.* – Longmans, London.
- DELALOYE, M. F. (1966): *Contribution à l'étude des silicates de fer sédimentaires. Le gisement de Chamoson (Valais).* – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 13/9.
- DELHAES, W. & GERTH, H. (1912): *Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn).* – Geol. paläont. Abh., N. F. 11/1.
- DEMIRMEN, F. & HARBAUGH, J. W. (1965): *Petrography and origin of Permian McCloud Limestone of Northern California.* – J. S. P. 35/1, S. 136–154.
- DESOR, E. & GRESSLY, A. (1859): *Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois.* – Leidecker, Neuchâtel.
- DEVERIN, L. (1945): *Etude pétrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses.* – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 13/2.
- DIETERICH, E. (1940): *Stratigraphie und Ammonitenfauna des Weissen Jura Beta in Württemberg.* – Jh. Ver. vaterl. Natk. Württ. 96, S. 1–40.
- DIXON, J. R. & REEVES, C. C. (1965): *Representative carbonate petrography of some lower and middle paleozoic rocks, west flank Teton Mountains, Wyoming.* – J. S. P. 35/3, S. 704–721.
- DORN, P. (1930/31): *Die Ammoniten des untersten Malm der Frankenalb.* – Palaeontographica 73, S. 107–175; 74, S. 1–92.
- DUERDEN, J. E. (1902): *Boring algae as agents in the disintegration of corals.* – Bull. amer. Mus. nat. Hist. 16, S. 323–332.
- DUNBAR, C. O. & RODGERS, J. (1961): *Principles of stratigraphy.* 4. Aufl. – Wiley, New York.
- EARDLEY, A. J. (1938): *Sediments of Great Salt Lake, Utah.* – Bull. AAPG 22/10, S. 1305–1411.
- EDWARDS, A. B. (1958): *Oolitic iron formations in northern Australia.* – Geol. Rdsch. 47, S. 668–682.
- ELLIS, D. (1917): *On the jurassic fossil fungus, Phycomycites Frodinghamii (Ellis).* – Geol. Mag. 4/1, S. 102–108.
- ENAY, R. (1962): *Contribution à l'étude paléontologique de l'Oxfordien supérieur de Trept (Isère). I. Stratigraphie et Ammonites.* – Trav. Lab. Géol. Lyon, N. S. 8, S. 7–81.
- (1964): *Les faunes d'Ammonites et la zonation de l'Oxfordien supérieur du Jura méridional.* In: CONGRÈS GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL: *Colloque du Jurassique à Luxembourg, 1962.* – Vol. C. R. et Mém., S. 487–501.
- (1966): *L'Oxfordien dans la moitié Sud du Jura français.* – N. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon 8/1–2, S. 1–624.
- ENGEL, TH. (1877): *Der «Weisse Jura» in Schwaben.* – Jh. Ver. vaterl. Natk. Württ. 33, S. 104–290.
- ENGELHARDT, W. VON (1960): *Der Porenraum der Sedimente.* – Springer, Berlin.
- ERNI, A. (1934): *Zur Stratigraphie und Palaeontologie des Callovien und Oxfordien im Weissensteingebiet (Kt. Solothurn).* – Mitt. natf. Ges. Solothurn, S. 1–37.
- EVERNDEN, J. F., CURTIS, G. H., OBRADOVICH, J. & KISTLER, R. (1961): *On the evaluation of Glauconite and Illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method.* – Geochim. cosmochim. Acta 23, S. 78–99.

- FAIRBRIDGE, R. W. (1957): *The dolomite problem*. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 5, S. 125–178.
- FEHLMANN, H. & RICKENBACH, E. (1962): *Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 13/7.
- FISCHER, E. (1913): *Geologische Untersuchung des Lochengebiets bei Balingen*. – Geol. paläont. Abh., N. F. 11, S. 267–336.
- FLÜGEL, E. (1967): *Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalken*. – Geol. Rdsch. 56/1, S. 341–358.
- FLÜGEL, E. & FRANZ, H. (1967a): *Elektronenmikroskopischer Nachweis von Coccolithen im Solnhofener Plattenkalk (Ober-Jura)*. – N. Jb., Abh. 127/3, S. 245–263.
- (1967b): *Über die lithogenetische Bedeutung von Coccolithen in Malmkalken des Flachwasserbereiches*. – Eclogae 60/1, S. 1–17.
- FLÜGEL, H. & FENNINGER, A. (1966): *Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen)*. – N. Jb., Abh. 123/3, S. 249–280.
- FOLK, R. L. (1959): *Practical petrographical classification of limestones*. – Bull. AAPG 43/1, S. 1–38.
- FRENTZEN, K. (1944): *Die agglutinierenden Foraminiferen der Birmensdorfer Schichten (Transversarius-Zone in Schwammfazies) des Gebietes um Blumberg in Baden*. – Paläont. Z. 23, S. 317–342.
- FRIEDMAN, G. M. (1958): *Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies*. – J. Geol. 66, S. 394–416.
- (1964): *Early diagenesis and lithification in carbonate sediments*. – J. S. P. 34, S. 777–813.
- (1965): *Terminology of crystallisation textures and fabrics in sedimentary rocks*. – J. S. P. 35/3, S. 643–655.
- FRITZ, G. K. (1958): *Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im Weissen Jura der Schwäbischen Alb*. – Arb. geol.-paläont. Inst. techn. Hochsch. Stuttgart, N. F. 13.
- FRITZ, P. (1965): *O¹⁸/O¹⁶-Isotopenanalysen und Palaeotemperaturbestimmungen an Belemniten aus dem Schwäbischen Jura*. – Geol. Rdsch. 54/1, S. 261–269.
- (1966): *Zur Genese von Dolomit und zuckerkörnigem Kalk im Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg)*. – Arb. geol.-paläont. Inst. techn. Hochsch. Stuttgart, N. F. 50.
- FRY, W. L. & McLAREN, D. J. (1959): *Fungal filaments in a Devonian limestone from Alberta*. – Bull. geol. Surv. Canada 48, S. 1–9.
- GALLIHER, E. W. (1935): *Geology of Glauconite*. – Bull. AAPG 19, S. 1569–1601.
- GASCHÉ, E. (1956): *Über die Entstehung der Mumien und übrigen Kalkknollen aus dem Sequan des Berner Jura*. In: ZIEGLER, P. A.: *Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary*. – Beitr. Schweiz, N. F. 102.
- GEBERT, H. (1964): *Mineralogische Untersuchungen zur Genese oolithischer Eisenerze des Dogger epsilon in Baden-Württemberg*. – Arb. geol.-paläont. Inst. techn. Hochsch. Stuttgart, N. F. 41.
- GEIKIE, A. (1905): *The founders of Geology*. – Macmillan, London.
- GEVIRTZ, J. L. & FRIEDMAN, G. M. (1966): *Deep-sea carbonate sediments of the Red Sea and their implications on marine lithification*. – J. S. P. 36/1, S. 143–151.
- GEYER, O. F. (1962): *Über Schwammgesteine (Spongiolith, Tuberolith, Spiculit und Gaizit)*. – Hermann Aldinger-Festschr., S. 51–59. Schweizerbart, Stuttgart.
- GINSBURG, R. N. (1955): *Recent stromatolitic sediments from south Florida*. – J. Paleont. 29, S. 723–724.
- (1957): *Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in south Florida*. In: LE BLANC, R.: *Regional aspects of carbonate deposition*. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 5, S. 80–100.
- GINSBURG, R. N. & LOWENSTAM, H. (1958): *Influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments*. – J. Geol. 66, S. 310–318.
- GLÜCK, H. (1914): *Eine neue gesteinsbildende Siphonée (Codiacee) aus dem marinen Tertiär von Süddeutschland*. – Mitt. bad. geol. Landesanst. 7, S. 1–24.
- GRAF, D. L. & LAMAR, J. E. (1950): *Petrology of Fredonia oolite in southern Illinois*. – Bull. AAPG 34/12, S. 2318–2336.
- GRESSLY, A. (1838–1841): *Observations géologiques sur le Jura Soleurois*. – N. Mém. Soc. gén. helv. Sci. nat. 2, 1838, S. 1–112; 4, 1840, S. 113–242; 5, 1841, S. 243–349.
- GSELL, F. J. (1968): *Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ost-Jura zwischen Unterem Hauenstein im W und der Aare im E*. – Diss. Univ. Zürich.
- GYGI, R. (1966): *Über das zeitliche Verhältnis zwischen der transversarium-Zone in der Schweiz und der plicatilis-Zone in England (Unt. Malm, Jura)*. – Eclogae 59/2, S. 935–942.
- GYGI, R. & STUMM, F. (1965): *Der untere Malm des Aargauer Jura*. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 31/81, S. 17–24.
- HAFIZI, S. (1967): *Das Kristallin der Lebendun-Decke im Basodino-Gebiet*. – Diplomarb. geol. Inst. ETH, Zürich (nicht publ.).
- HAUBER, L. (1960): *Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen*. – Beitr. Schweiz, N. F. 112.
- HAUERSTEIN, G. (1966): *Perisphinctes (Arisphinctes) aus der plicatilis-Zone (Mittel-Oxfordium) von Blumberg/Südbaden (Taxionomie, Stratigraphie)*. – Diss. Univ. München.
- HEDBERG, H. D. (1958): *Stratigraphical classification and terminology*. – Bull. AAPG 42/8, S. 1881–1896.

- HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz*, Bd. 1. – Tauchnitz, Leipzig.
- HEIM, ARN. (1916): *Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe*, III. Teil. – Beitr. Schweiz, N. F. 20.
- HENSON, F. R. S. (1950): *Cretaceous and tertiary reef formations and associated sediments in Middle East*. – Bull. AAPG 43/2, S. 215 bis 238.
- HILLER, K. (1964): *Über die Bank- und Schwammfazies des Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg)*. – Arb. geol.-paläont. Inst. techn. Hochsch. Stuttgart, N. F. 40.
- HÖLDER, H. & ZIEGLER, B. (1959): *Stratigraphische und faunistische Beziehungen im weissen Jura (Kimmeridgien) zwischen Süddeutschland und Ardèche*. – N. Jb., Abh. 108, S. 150–214.
- HOLLMANN, R. (1964): *Subsolutions-Fragmente (Zur Biostratonomie der Ammonoidea im Malm des Monte Baldo/Norditalien)*. – N. Jb., Abh. 119/1, S. 22–82.
- HONJO, S. & FISCHER, A. G. (1964): *Fossil Coccoliths in limestone examined by electron microscopy*. – Science 114/3620, S. 837–839.
- HONJO, S., FISCHER, A. G. & GARRISON, R. (1965): *Geopetal pyrite in fine-grained limestones*. – J. S. P. 35/2, S. 480–488.
- HOWER, J. (1961): *Some factors concerning the nature and origin of glauconite*. – Amer. Mineralogist 46, S. 313–334.
- HÜGI, TH. (1945): *Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden*. – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. 25, S. 114–140.
- HURLEY, P. M. (1961): *Glauconite as a possible means of measuring the age of sediments*. – Ann. New York Acad. Sci. 91/2, S. 294–297.
- ILLING, L. V. (1954): *Bahaman calcareous sands*. – Bull. AAPG 38/1, S. 1–95.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1961): *Stratigraphic classification and terminology*. – Int. geol. Congr., Rep. 21st Sess. Norden, Copenhagen 1960, 25, S. 1–38.
- JÄCKLI, H. (1967*): *Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25000, Blatt 1090 Wohlen*. – Schweiz. geol. Komm.
- (1967): *Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 1: 25000, Blatt 1090 Wohlen*. – Schweiz. geol. Komm.
- JEANNET, A. (1951): *Stratigraphie und Paläontologie des oolithischen Eisenerzlagers von Herznach und seiner Umgebung*, 1. Teil. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 13/5.
- JONES, H. A. (1965): *Ferruginous oolites and pisolites*. – J. S. P. 35, S. 838–845.
- JUILLERAT, E. (1907): *Relations entre le Malm du Jura central et celui du Canton d'Argovie*. – Diss. Univ. Genève.
- KAMPTNER, E. (1960): *Microcodium aus dem Eozän des Basler Tafeljura*. – Eclogae 53/2, S. 843–845.
- KEHRER, L. (1922): *Beiträge zur Kenntnis der Geologie von Olten-Aarburg und Umgebung*. – Diss. Univ. Zürich.
- KLÜPFEL, W. (1916): *Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura*. – Geol. Rdsch. 7, S. 97–109.
- KOERNER, U. (1962): *Drei Profile aus dem Grenzbereich Weissjura α/β bei Balingen (Württ.)*. – Hermann Aldinger-Festschr., S. 99 bis 104. Schweizerbart Stuttgart.
- (1963): *Beiträge zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Weissjura- α/β -Grenze (Oberoxford) auf der westlichen Schwäbischen Alb*. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemb. 6, S. 337–394.
- KORNICKER, L. S. & BOYD, D. (1962): *Shallow-water geology and environments of Alacran Reef complex, Campeche bank, Mexico*. – Bull. AAPG 46/5, S. 640–674.
- KREBS, B. (1967): *Zwei Stegosaurus-Wirbel aus den Birnenstorfer Schichten (Ober-Oxford) vom «Weissen Graben» bei Mönthal (Kt. Aargau)*. – Eclogae 60/2, S. 689–695.
- KRUMBEIN, W. C. (1935): *Thin section mechanical analysis of indurated sediments*. – J. Geol. 43/5, S. 482–496.
- LALOU, C. (1957): *Studies on bacterial precipitation of carbonates in sea water*. – J. S. P. 27, S. 190–195.
- LANG, F. (1863): *Solothurn und seine Umgebung, eine geologische Skizze*. – Progr. Kantonssch. Solothurn u. Lehrersem. 1862/63, S. 5–32.
- LIGHT, M. A. (1952): *Evidence of authigenic and detrital glauconite*. – Science 115/3000, S. 73–75.
- LINK, T. A. (1950): *Theory of transgressive and regressive reef (bioherm). Development and origin of oil*. – Bull. AAPG 34/2, S. 263–294.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N. (1964): *Classification and environmental significance of algal stromatolites*. – J. Geol. 72/1, S. 68–83.
- LOVE, L. G. (1957): *Micro-organisms and the presence of syngenetic pyrite*. – Quart. J. geol. Soc. London 113, S. 429–440.
- LOWENSTAM, H. A. (1950): *Niagaran reefs of the Great Lakes area*. – J. Geol. 58, S. 430–487.
- (1955): *Aragonite needles secreted by algae and some sedimentary implications*. – J. S. P. 25/4, S. 270–272.
- MARCOU, J. (1848): *Recherches géologiques sur le Jura salinois*. Première partie. – Mém. Soc. géol. France (2), 3/1, S. 1–151.
- MARTIN, G. P. R. (1961): *Die Briefe Albert Oppels an Friedrich Rolle aus den Jahren 1852–1861*. – Jh. Ver. vaterl. Natk. Württemb. 116, S. 124–177.
- MAXWELL, W. H. G., DAY, R. W. & FLEMING, P. J. G. (1961): *Carbonate sedimentation on the Heron Island Reef, Great Barrier Reef*. – J. S. P. 31/2, S. 215–230.
- McKEE, E. D. (1945): *Cambrian history of the Grand Canyon Region*. – Publ. Carnegie Inst. Washington 563, S. 1–168.

- MERIAN, P. (1821): *Beiträge zur Geognosie*. Bd. I: *Übersicht der Beschaffenheit der Gebirgsbildungen in den Umgebungen von Basel*. – Schweighauser'sche Buchhdl., Basel.
- MOESCH, C. (1857): *Das Flözgebirge im Kanton Aargau*. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 15, S. 1–80.
- (1863): *Vorläufiger Bericht über die im Sommer 1862 ausgeführten Untersuchungen im Weissen Jura der Kantone Solothurn und Bern*. – Verh. schweiz. natf. Ges. in Luzern (46. Vers.), S. 156–167.
- (1867): *Geologische Beschreibung des Aargauer Jura und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich*. – Beitr. Schweiz 4.
- (1867*): *Geologische Karte der Umgebung von Brugg (Aargau)*, 1:25000. – Beitr. Schweiz 4. Geol. Spezialkarte Nr. 2. Schweiz. geol. Komm.
- MOHLER, W. (1938): *Mikropaläontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation*. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 60, S. 1–53.
- MOUSSON, A. (1840): *Geologische Skizze der Umgebungen von Baden im Canton Aargau*. – Orell-Füssli, Zürich.
- MÜHLBERG, F. (1902): *Erläuterungen zur geologischen Karte der Lägernkette in 1:25000*. – Eclogae 7/4, S. 245–270.
- (1904*): *Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales*, 1:25000. – Geol. Spezialkarte Nr. 31. Schweiz. geol. Komm.
- (1905): *Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales*. – Eclogae 8/5, S. 487–538.
- (1908): *Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau*. – Sauerländer, Aarau.
- MÜHLBERG, M. (1900): *Über die Stratigraphie des Braunen Jura im nordschweizerischen Juragebirge*. – Eclogae 6/4, S. 293–332.
- NEHER, J. & ROHRER, E. (1959): *Bakterien in tieferliegenden Gesteinslagen*. – Eclogae 52/2, S. 619–625.
- NEWELL, N. D. & RIGBY, J. K. (1957): *Geological studies on the Great Bahama Bank*. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 5: *Regional Aspects of carbonate deposition*, S. 15–72.
- NOËL, D. (1965): *Sur les coccolithes du Jurassique européen et d'Afrique du Nord*. – Centre natn. Rech. sci., Paris.
- OERTLI, H. J. (1959): *Malm-Ostrakoden aus dem schweizerischen Juragebirge*. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 83/1, S. 1–44.
- OESTERLE, H. (1968, im Druck): *Foraminiferen der Typlokalität der Birnenstorf-Schichten, unterer Malm (Teilrevision der Arbeiten von J. Kübler & H. Zwingli 1866–1870 und von R. Haesler 1881–1893)*. – Eclogae 61/2.
- OPPEL, A. (1856–1858): *Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands*. – Württemb. natw. Jh. 12–14, S. 1–857.
- OPPEL, A. & WAAGEN, W. (1866): *Über die Zone des Ammonites transversarius*. – Geognost.-paläont. Beitr. 1/2, S. 207–318.
- ORBIGNY, A. D' (1852): *Cours élémentaire de Paléontologie et de Géologie stratigraphiques*. Tome 2/II. – Masson, Paris.
- PAPADOPOULOS, A. (1960): *Geologische Untersuchungen im Aargauer Jura: S.A. Blatt Veltheim, östlicher Teil*. – Diplomarb. geol. Inst. ETH, Zürich (nicht publ.).
- PAULSEN, S. (1964): *Aufbau und Petrographie des Riffkomplexes von Arnegg im höheren Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg)*. – Arb. geol.-paläont. Inst. techn. Hochsch. Stuttgart, N. F. 42.
- PETTJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary rocks* (2nd ed.). – Harper, New York.
- PEYER, B. (1945): *Über Algen und Pilze in tierischen Hartsubstanzen*. – Arch. Julius Klaus-Stiftg. 20 (Ergänzungsbd.), S. 495–546.
- POLLOCK, J. B. (1928): *Fringing and fossil coral reefs of Oahu*. – Bull. B. P. Bishop Mus. 55, S. 1–56.
- PÜMPIN, V. F. (1965): *Riffsedimentologische Untersuchungen im Rauracien von St. Ursanne und Umgebung (Zentraler Schweizer Jura)*. – Eclogae 58/2, S. 799–876.
- PURDY, E. G. (1963a): *Recent calcium carbonate facies on the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups*. – J. Geol. 71/3, S. 334–355.
- (1963b): *Recent calcium carbonate facies on the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies*. – J. Geol. 72/4, S. 472–497.
- QUENSTEDT, F. A. (1843): *Das Flözgebirge Württembergs*. – Laupp, Tübingen.
- RASTALL, R. H. & HEMINGWAY, J. E. (1939): *Black oolites in the Dogger of north-east Yorkshire*. – Geol. Mag. 76, S. 225–233.
- RENGGER, A. (1829): *Über den Umfang der Juraformation*. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 1, S. 173–238.
- ROCK-COLOR CHART COMMITTEE (1963): *Rock-color chart*. – Geol. Soc. Amer. (Druck: Huyskes-Enschede, Niederlande).
- ROLL, A. (1934): *Form, Bau und Entstehung der Schwammstotzen im süddeutschen Malm*. – Paläont. Z. 16, S. 197–246.
- ROLLIER, L. (1888): *Etude stratigraphique sur le Jura bernois. Les faciès du Malm jurassien*. – Arch. Sci. phys. nat. Genève 19, S. 1–85; Eclogae 1, S. 1–88.
- RUSNAK, G. A. (1960): *Some observations of recent oolites*. – J. S. P. 30/3, S. 471–480.
- SALFELD, H. (1913): *Die Gliederung des oberen Jura in Nordwesteuropa von den Schichten mit Perisphinctes Martelli OPPEL an aufwärts auf Grund von Ammoniten*. – N. Jb. Mineral., Beil.-Bd. 37, S. 125–246.
- SCHALCH, F. (1893): *Über ein neues Coelestinvorkommen im Jura des badischen Oberlandes*. – Mitt. grossherz. geol. Landesanst. 2, S. 640–643.
- (1916): *Erläuterungen zu Blatt Wiechs–Schaffhausen*. – Geol. Spezialkarte Grossherz. Baden 145.
- SCHENK, H. G. & MULLER, S. W. (1941): *Stratigraphic terminology*. – Bull. geol. Soc. Amer. 52, S. 1419–1426.

- SCHINDEWOLF, O. H. (1960): *Stratigraphische Methodik und Terminologie*. – Geol. Rdsch. 49, S. 1–35.
- (1963): *Pilze in oberjurassischen Ammonitenschalen*. – N. Jb., Abh. 118/2, S. 177–181.
- SCHMIDT-KAHLER, H. (1962): *Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie des Malm Alpha und Beta in der südlichen und mittleren Frankenalb*. – Erlanger geol. Abh. 43, S. 1–12.
- SEELIGER, R. (1956): *Über mikroskopische Darstellung dichter Gesteine mit Hilfe von Oberflächenabdrucken*. – Geol. Rdsch. 45/2, S. 332–336.
- SEIBOLD, E. (1952): *Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens*. – N. Jb., Abh. 95/3, S. 337–370.
- SEIBOLD, E. & I. (1960): *Über Funde von Globigerinen an der Dogger/Malm-Grenze Süddeutschlands*. – Int. geol. Congr., Rep. 21st Sess. Norden, Copenhagen 1960, 6, S. 64–68.
- SENFLEBEN, G. (1923): *Beiträge zur geologischen Erkenntnis der West-Läger und ihrer Umgebung*. – Diss. Univ. Zürich.
- SHEARMAN, D. J., KHOURI, J. & TAHA, S. (1961): *On the replacement of dolomite by calcite in some mesozoic limestones from the French Jura*. – Proc. Geologists' Ass. 72, S. 1–12.
- SHOJI, R. & FOLK, R. L. (1964): *Surface morphology of some limestone types as revealed by electron microscope*. – J. S. P. 34/1, S. 144 bis 155.
- STAEHELIN, P. (1924): *Geologie der Juraketten bei Welschenrohr, Kanton Solothurn*. – Beitr. Schweiz, N. F. 55/1.
- STÄUBLE, A. J. (1959): *Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura*. – Eclogae 52/1, S. 57–176.
- STUDER, B. (1853): *Geologie der Schweiz*, Bd. 2. – Stämpfli, Bern.
- STUMM, F. (1964): *Das Tertiär des Basler Tafeljura*. – Verh. natf. Ges. Basel 75/2, S. 153–218.
- SWINCHATT, J. P. (1965): *Significance of constituent composition, texture, and skeletal breakdown in some recent carbonate sediments*. – J. S. P. 35, S. 71–90.
- TEICHERT, C. (1958): *Some biostratigraphical concepts*. – Bull. geol. Soc. Amer. 69, S. 99–119.
- TERZAGHI, R. D. (1940): *Compaction of lime mud as a cause of secondary structure*. – J. S. P. 10/2, S. 78–90.
- THALMANN, H. K. (1966): *Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura*. – Mitt. natf. Ges. Kt. Solothurn 22, S. 1–126.
- TRÜMPY, R. (1959): *Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens*. – Eclogae 52/2, S. 435–448.
- VALETON, I. (1958): *Der Glaukonit und seine Begleitminerale aus dem Tertiär von Walsrode*. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 27, S. 88–131.
- (1959): *Zur Bildung von Glaukonitsedimenten im Nordwestdeutschen Tertiär*. – Eclogae 51/3 (1958), S. 803–814.
- VOGEL, K. (1963): *Riff, Bioherm, Biostrom – Versuch einer Begriffserklärung*. – N. Jb., Mh., S. 680–688.
- WAAGEN, W. (1864): *Der Jura in Franken, Schwaben und der Schweiz*. – Manz, München.
- WEGELE, L. (1928/29): *Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens*. – Palaeontographica 71, 1928, S. 117–210; 72, 1929, S. 1–94.
- WHEELER, H. E. (1958): *Primary factors in biostratigraphy*. – Bull. AAPG 42/3, S. 640–655.
- WIEDENMAYER, C. (1923): *Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a. A.* – Beitr. Schweiz, N. F. 48/3.
- WOOD, A. (1941): *Algal dust and the finer grained varieties of carboniferous limestone*. – Geol. Mag. 78, S. 192–200.
- WÜRTEMBERGER, F. J. & L. (1866): *Der Weisse Jura im Klettgau und angrenzenden Randengebirg*. – Verh. natw. Ver. Karlsruhe 2, S. 11–68.
- ZEISS, A. (1955): *Zur Stratigraphie des Callovien und Unter-Oxfordien bei Blumberg (Südbaden)*. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemb. 1, S. 239–266.
- (1958): *Die ersten Cardioceraten-Faunen aus dem oberen Unter-Oxfordien Süddeutschlands und einige Bemerkungen zur Dogger/Malm-Grenze*. – Geol. Jb. 73, S. 183–204.
- ZIEGLER, B. (1955): *Die Sedimentation im Malm Delta der Schwäbischen Alb*. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 37, S. 29–55.
- (1958): *Feinstratigraphische Untersuchungen im Oberjura Südwestdeutschlands – ihre Bedeutung für Paläontologie und Paläogeographie*. – Eclogae 51, S. 265–278.
- (1963): *Leitfossilien und Faziesfossilien*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 108/3, S. 217–242.
- (1967): *Ammoniten-Ökologie am Beispiel des Oberjura*. – Geol. Rdsch. 56/2, S. 439–464.
- ZIEGLER, M. A. (1962): *Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura*. – Diss. Univ. Zürich.
- ZIEGLER, M. A. & TRÜMPY, R. (1964): *Sur les relations lithostratigraphiques entre le Rauracien-type et l'Argovien-type*. – C. R. Mém. Coll. Jurassique Luxembourg 1962, S. 293–300.
- ZIEGLER, P. A. (1956): *Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura). Zur Stratigraphie des Séquanien im zentralen Schweizer Jura*. – Beitr. Schweiz, N. F. 102.

Lebenslauf

Am 25. November 1935 wurde ich, Reinhart Adolf Gygi, Bürger von Aarau und Kappelen BE, in Zürich geboren. Nach dem Besuch der Primarschule in Möriken-Wildegg durchlief ich die Bezirksschule in Aarau, wo ich im Frühling 1952 in die Aargauische Kantonsschule eintrat. Diese verliess ich im Frühling 1956 nach Bestehen der Maturitätsprüfung, Typus B. Bis zum Herbst dieses Jahres arbeitete ich in Kanada bei einer Bergbaugesellschaft als Prospektor. Im Oktober 1956 schrieb ich mich an der Naturwissenschaftlichen Abteilung der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich ein, wo ich zwei Semester absolvierte. Auf das Wintersemester 1957/58 immatrikulierte ich mich an der Universität Zürich, wo ich 1962 mit der Ausarbeitung meiner Dissertation begann. Diese ist unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy entstanden.

An den genannten Hochschulen besuchte ich Vorlesungen, Übungen und Praktika der folgenden Herren Dozenten:

Prof. Dr. H. Boesch, Prof. Dr. C. Burri, Prof. Dr. E. Dal Vesco, Prof. Dr. A. Frey-Wyssling, Prof. Dr. A. Gansser, Prof. Dr. F. Gassmann, Prof. Dr. M. Grünenfelder, Prof. Dr. E. Hadorn, Prof. Dr. R. Hantke, PD Dr. F. Hofmann, PD Dr. H. Jäckli, Prof. Dr. F. Kobold, Prof. Dr. E. Kuhn-Schnyder, Prof. Dr. F. Laves, Prof. Dr. W. Leupold, Prof. Dr. R. Parker, Prof. Dr. V. Prelog, Prof. Dr. G. Schwarzenbach, Prof. Dr. E. Specker, Prof. Dr. R. Staub †, Prof. Dr. H. Suter, Prof. Dr. R. Trümpy, Prof. Dr. H. Wanner, PD Dr. B. Ziegler.

TAFELN

Wo nichts anderes vermerkt ist, stammen die Aufnahmen auf den Phototafeln vom Verfasser.
Dünnschliffbilder ohne diesbezügliche Angabe sind im einfach polarisierten Licht aufgenommen.

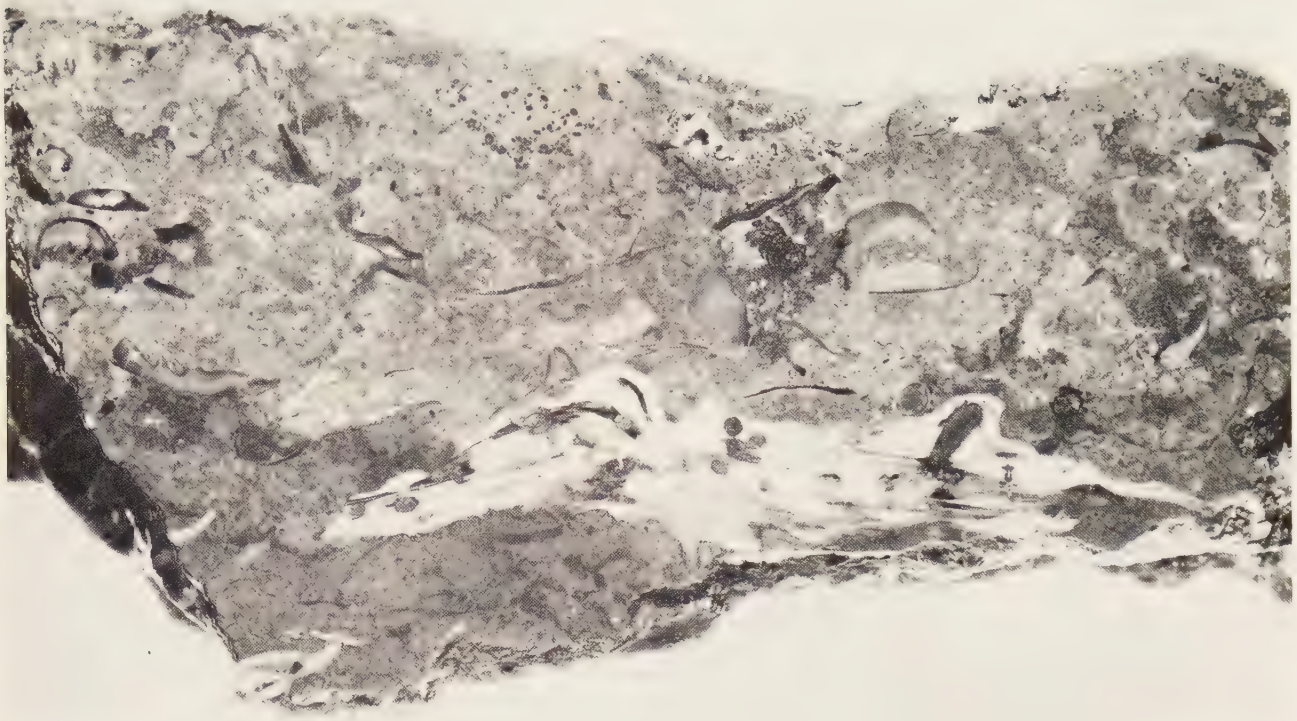


Abb. 1: Eisenoolithischer Kalk über angebohrtem Austernpflaster.
AS 55/3, 1:1, untere Oxford-Stufe, Grund. Zu S. 45.

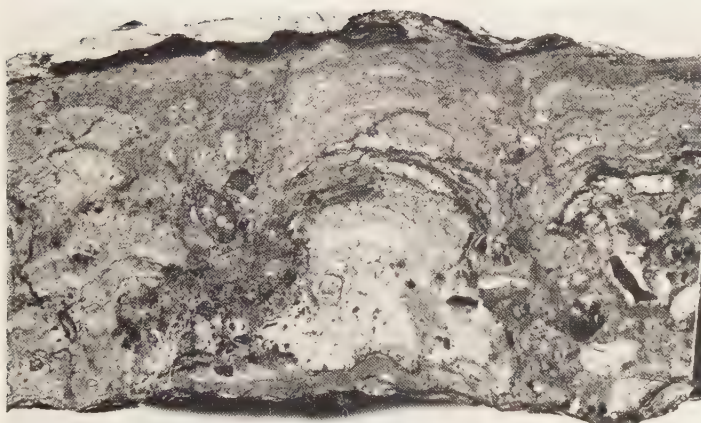


Abb. 2: Algenkalk (?). Unten und oben limonitischer
Hardground.
AS 73/3, 1:1, untere Oxford-Stufe, Berchenwald. Zu
S. 30.

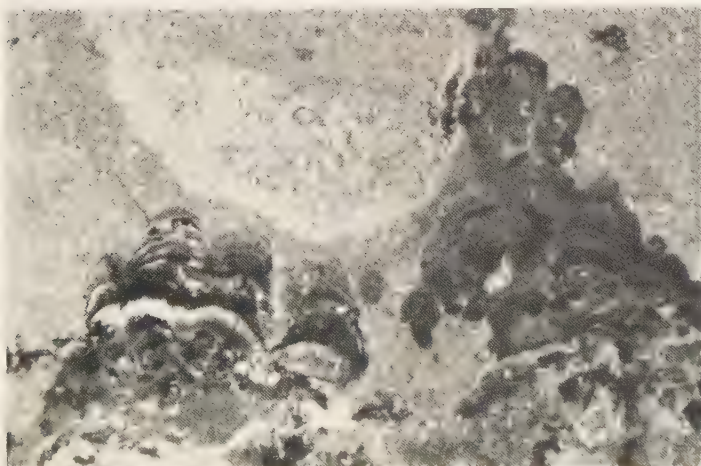


Abb. 3: Nierige Chamosit-Aggregate, links radial-
strahlig, rechts verfilzt, auf Algenkruste.
LM $\times 50$, DS 73/3, untere Oxford-Stufe, Berchenwald.
Zu S. 31.

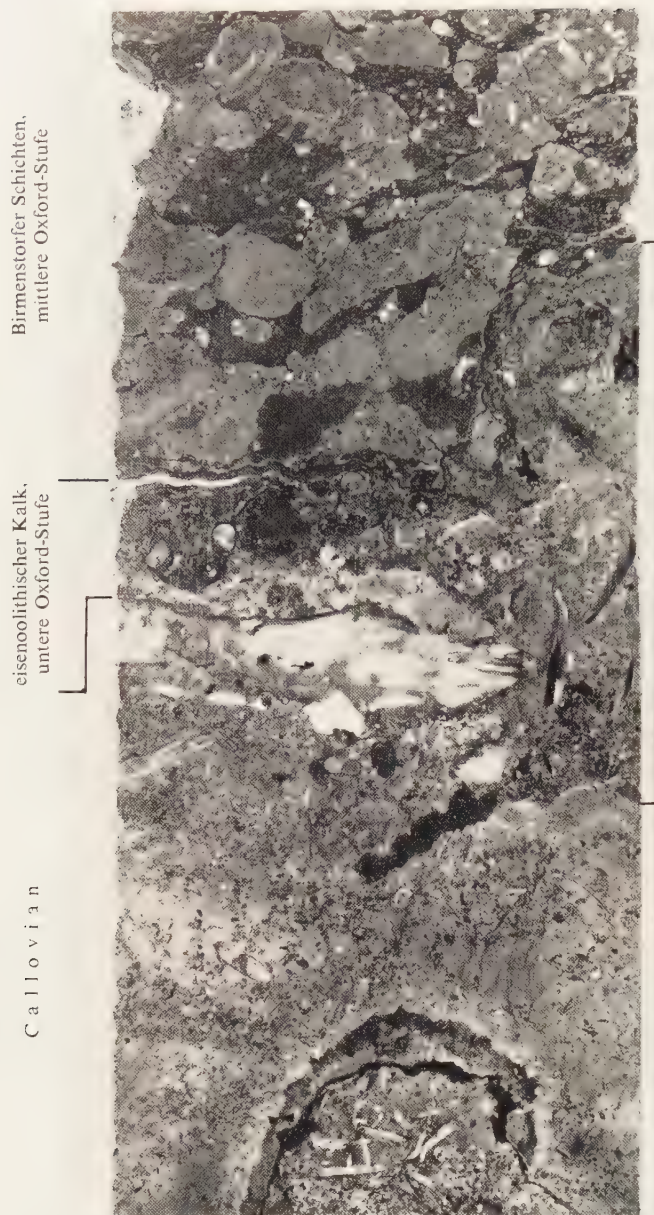


Abb.4: Bohrkern durch die Grenze Dogger/Malm. Unten eisenoolithischer Kalk, oben Mergel mit Schwammteilen.
AS 37a/1-4, 1:1, Jakobsberg. Zu S. 60.

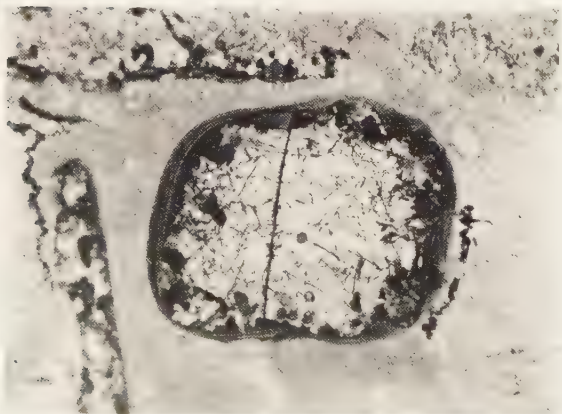


Abb.5: Fossiltrümmer aus fein- bis grobkristallinem Kalzit, mit eisenoolithischer Rinde und Mikroorganismen im Innern.
LM $\times 80$, DS 55/3, untere Oxford-Stufe, Grund. Zu S. 45.

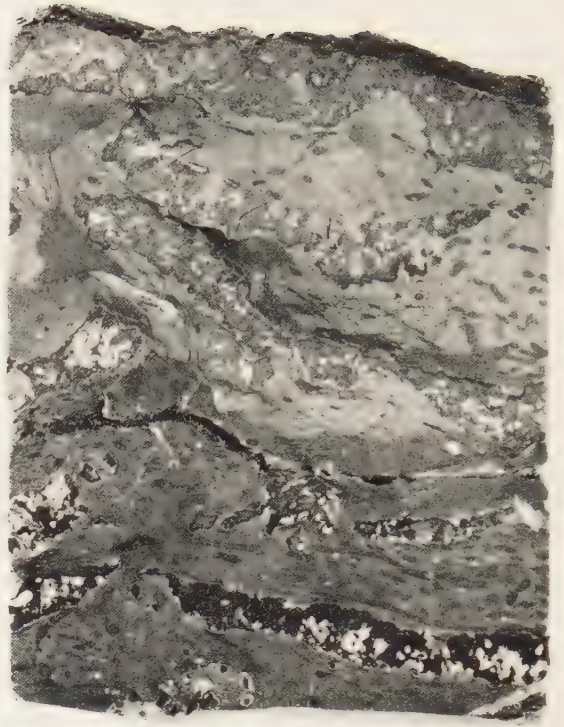


Abb.6: Mergel mit Schwammteilen und Fucoiden.
AS 37a/6, 1:1, Birmenstorfer Schichten, Jakobsberg. Zu S. 60.



Abb.7: Mergel und Schwammkalk (hell).
AS 37a/5, 1:1, Birmenstorfer Schichten, Jakobsberg. Zu S. 60.

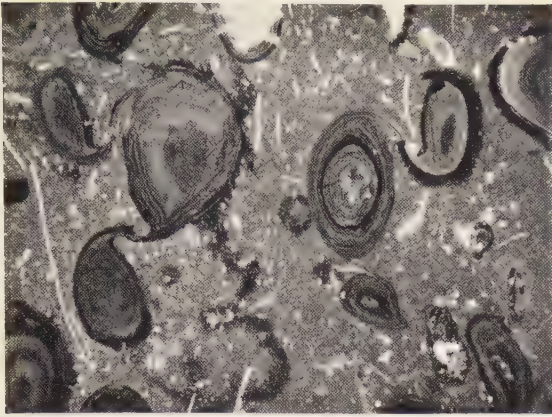


Abb. 8: Deformierte Chamositooide in mikritischer Grundmasse (rechts = stratigraphisch oben).
LM $\times 22$, DS 51/0, untere Oxford-Stufe (?), Oberehrendingen. Zu S. 46.



Abb. 9: Zwei Biotite. Der linke ist stark, der rechte schwach glaukonitisiert.
LM $\times 140$, DS 73/5, Birmenstorfer Schichten, Berchenwald. Zu S. 44.

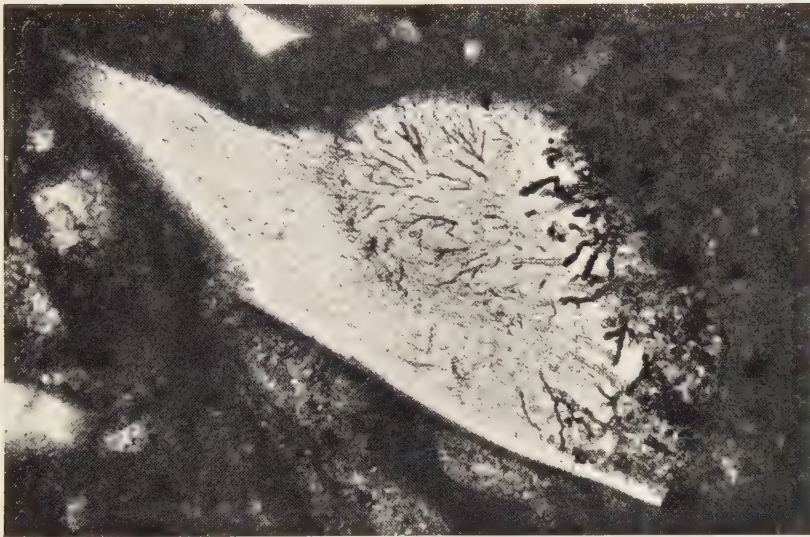


Abb. 10: Zahnbruchstück, mit Mikroorganismen.
LM $\times 140$, DS 73/5, Birmenstorfer Schichten, Berchenwald. Zu S. 44.



Abb. 11: *Berenicea curvata* WOLFER (rechts oben) und *B. cribriformis* WOLFER (links), aufgewachsen auf *Trimarginites trimarginatus* (OPP.).
80/7, $\times 6$, tiefste Eßfinger Schichten, Siblingen. Zu S. 22 (Photo J. Aichinger).



Abb.12: Leicht quarzsandiger Mergel, vertikalsortiert. Laminierter und schräggeschichteter Lage, letztere oben durch Organismen gestört. Unten links ein Schlammgeröll (hell). AS 68/53, $\times \frac{3}{4}$, Effinger Schichten, Rekingen. Zu S. 107.

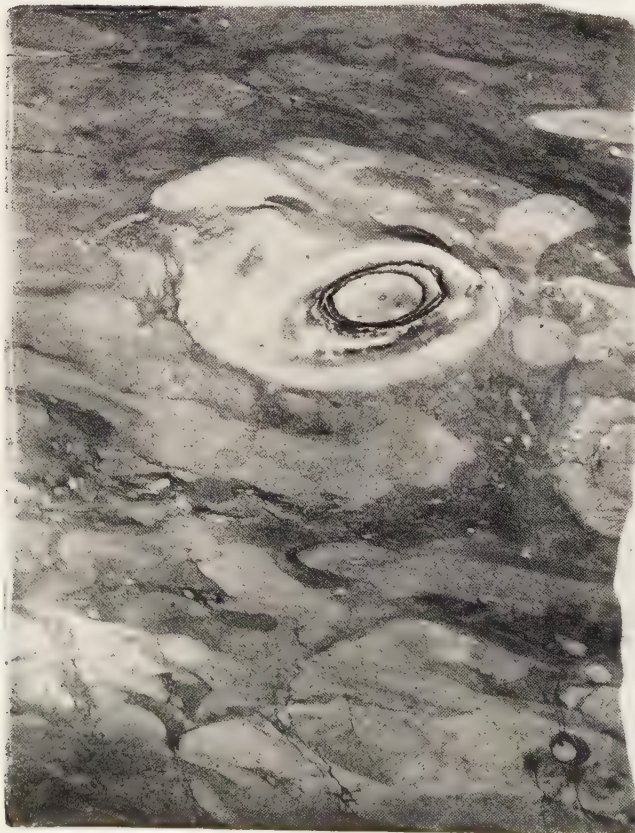


Abb.13: Mergel mit Flaserschichtung und Wohnröhre. AS 68/18, $\times \frac{3}{4}$, Effinger Schichten, Rekingen. Zu S. 107.

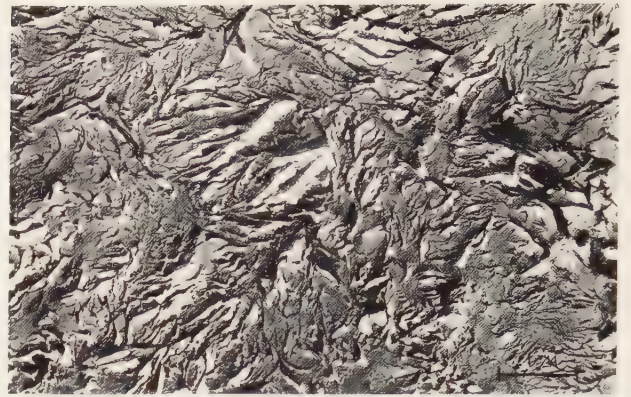


Abb. 14: Glaukonit.
EM $\times 10000$, AS 88/3, mit HF geätzt, tiefste Effinger Schichten, Blumberg. Zu S. 18 (Photo P. Brunner).

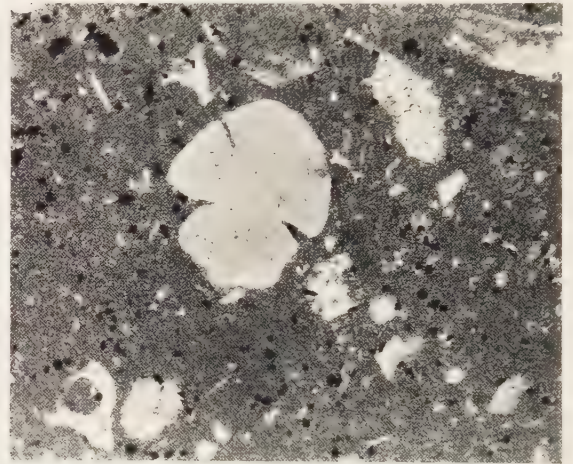


Abb.15: Glaukonit in Mikrit, mit kleinen Limonit-Pseudomorphosen nach Pyrit. Fossiltrümmer. LM $\times 180$, DS 87/24, tiefste Effinger Schichten, Eichberg. Zu S. 18.



Abb. 16: Mikrit, mit einer Ansammlung von Coccolithen-Micellen (?).
EM < 5000 , Spaltpräparat 87/99, Effinger Schichten, Eichberg. Zu S. 40 (Photo D. Birchmeier).

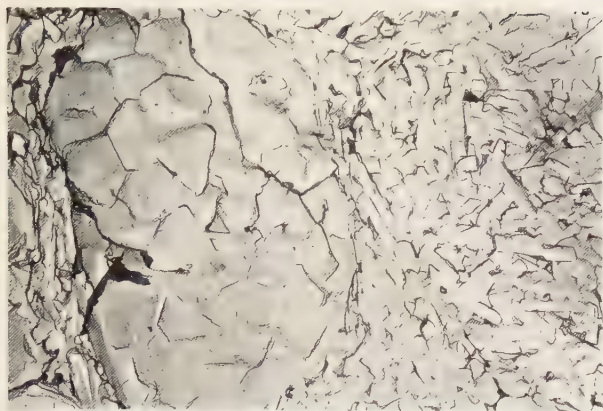


Abb. 17: Kugelige Aggregate von Pyrit. Coccosphären mit auseinandergefallenen Micellen (?).
EM $\times 9000$, Spaltpräparat 14/102, Effinger Schichten, Gschlief. Zu S. 40 und 41 (Photo D. Birchmeier).

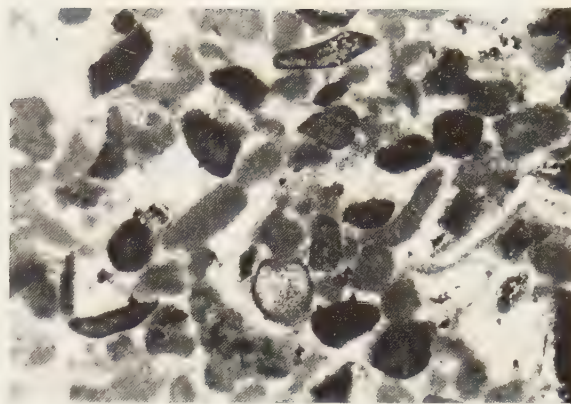


Abb. 18: Bahamit. Die Bahamide sind z.T. stark mit Eisensulfid imprägniert.
LM $\times 135$, DS 4/25, oberste Effinger Schichten, Brocheni Flue. Zu S. 32.



Abb. 19: Bahamit.
LM $\times 105$, DS 48/37, Geissberg-Schichten, Martinsberg. Zu S. 32.

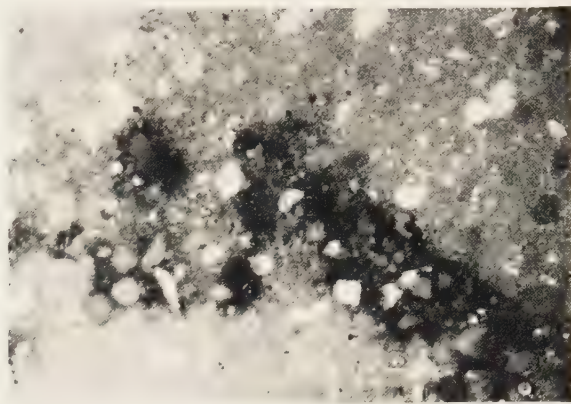


Abb. 20: Bahamide in teilweise mit Limonit imprägniertem Mikrit (weiss = Quarzkörner).
LM $\times 135$, DS 56/1, Geissberg-Schichten, Wallbach. Zu S. 28.

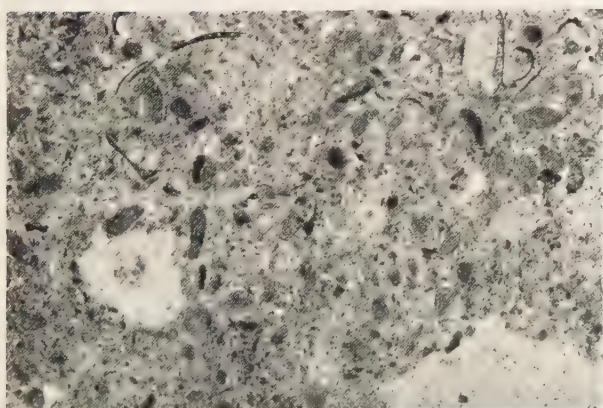


Abb. 21: Mikrit mit feinem biogenem Detritus und glaukonit-imprägnierten Kalkknollen.
AS 59/54, $\times 2$, Crenularis-Schichten, Wallbach. Zu S. 69.

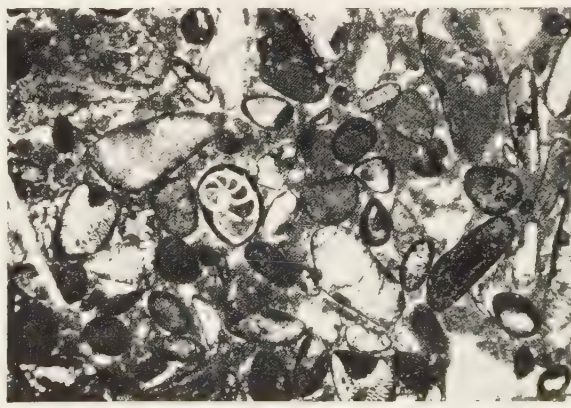


Abb. 22: Biokalkarenit mit Echinodermentrümmern, *Lenticulina* sp.
LM $\times 27$, DS 58/4, Crenularis-Schichten, Bözbergstrasse. Zu S. 69.

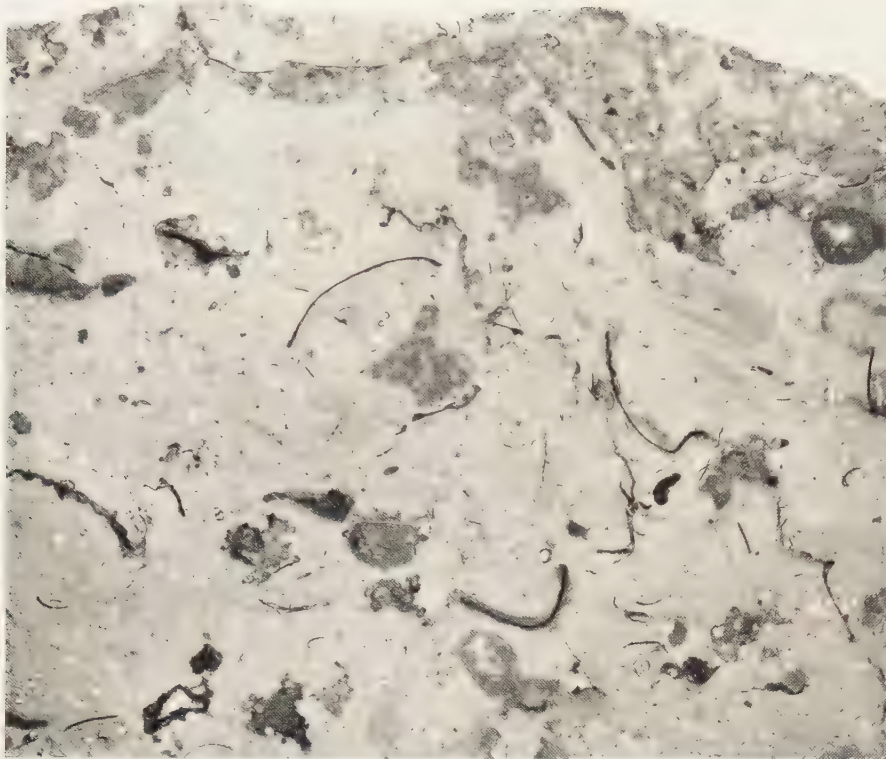


Abb. 23: Schwammkalk. Teilweise fossilisierte Schwämme, Kalkalgenkrusten (oben), umkrustete Muschelklappen, eine Sternkoralle. AS 70/17, 1:1, Crenularis-Schichten, Mellikon. Zu S. 29f.

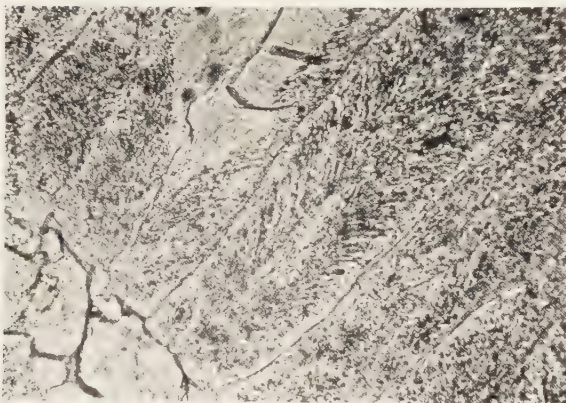


Abb. 24: Kalzitleisten von *Microcodium*, mit auseinanderstrebenden, sehr feinen Fäden. LM $\times 300$, DS 58/3, Crenularis-Schichten, Bözbergstrasse. Zu S. 25.

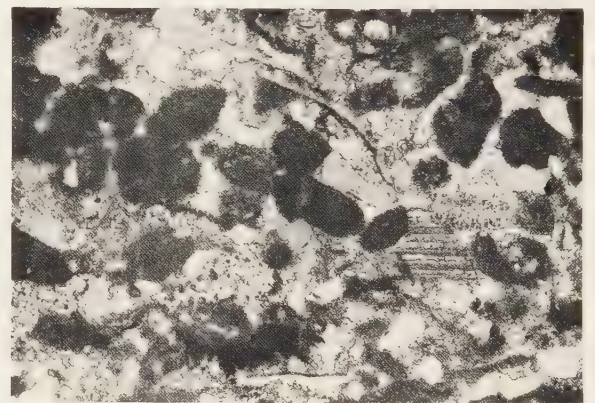


Abb. 25: Stark quarzsandiger, glaukonitischer Bahamit. Quarz = hell, kantig. Glaukonit = grau, gerundet (i. d. Bildmitte). LM $\times 135$, DS 16/9, Günsberger Schichten, Klus. Zu S. 32 und 84.

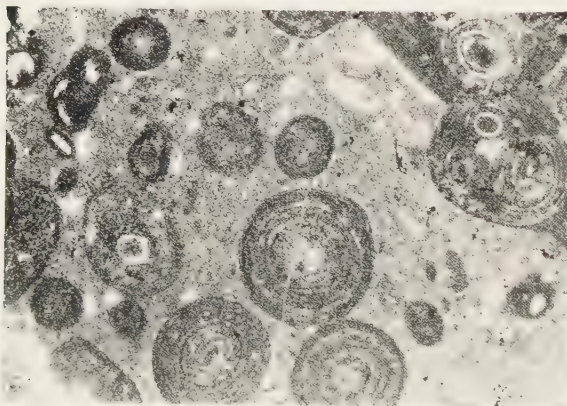


Abb. 26: Oolith mit mikritischem Primärzement. LM $\times 22$, DS 1/24, Günsberger Schichten, Wasserfällen. Zu S. 35.

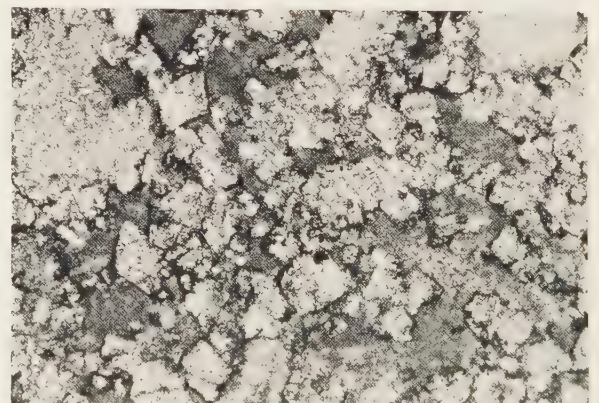


Abb. 27: Pseudomorphosen von Kalzit nach Dolomit. LM $\times 135$, DS 16/16, Günsberger Schichten, Klus. Zu S. 77.

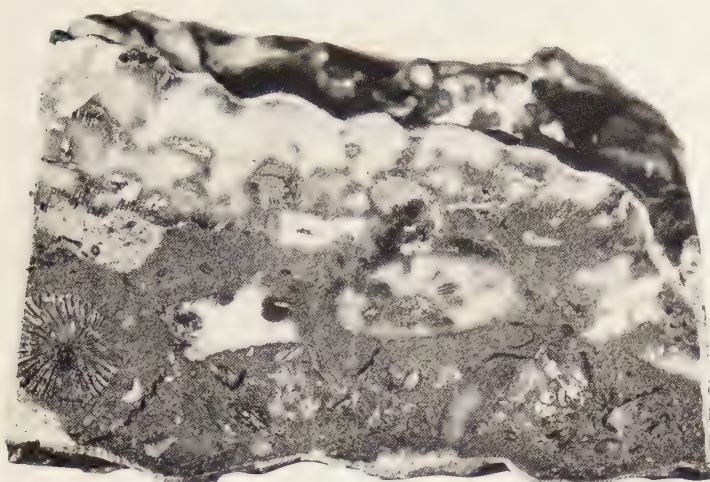


Abb.28: Korallenrasen auf Kalkarenit. Mit Sekundärkalzit teilweise bis vollständig gefüllte Hohlräume von primär aragonitischen Fossiltrümmern.
AS 14/165, 1:1, Günsberger Schichten, Gschlief. Zu S. 27.

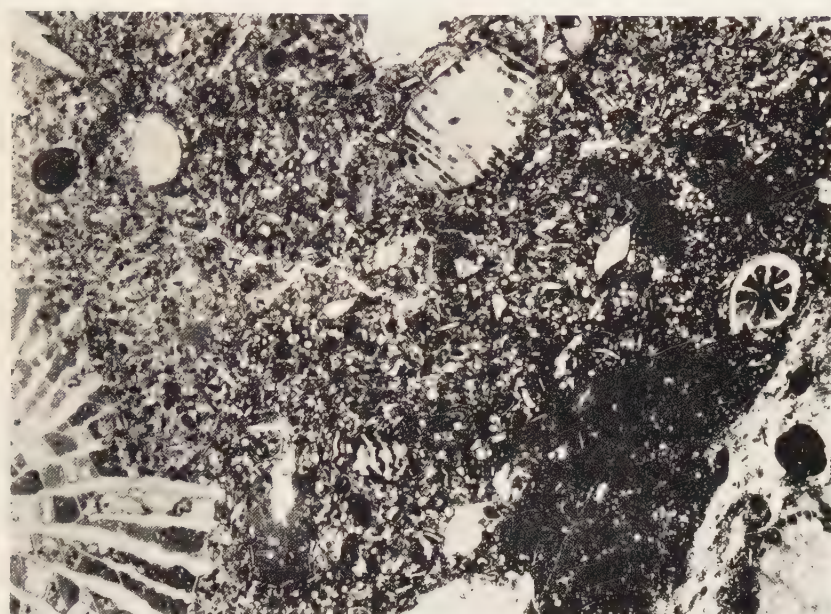


Abb.29: Bahamitischer Kalkarenit mit Korallenbruchstücken (rechts = stratigraphisch oben).
LM $\times 20$, DS 14/165, Günsberger Schichten, Gschlief. Zu S. 27.



Abb.30: Euhedrales Dolomit mit Rekalkitierungs-zonen entlang den Spaltflächen.
LM $\times 420$, gleicher DS wie oben. Zu S. 80.

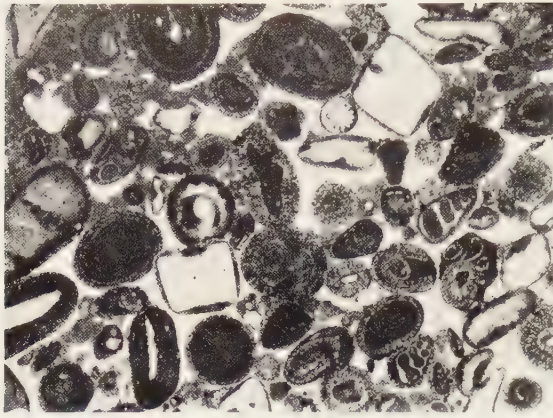


Abb. 31: Oolith mit viel biogenem Material.
LM $\times 13$, DS 9/10, Steinibach-Schicht, Steinibachtobel.
Zu S. 77.

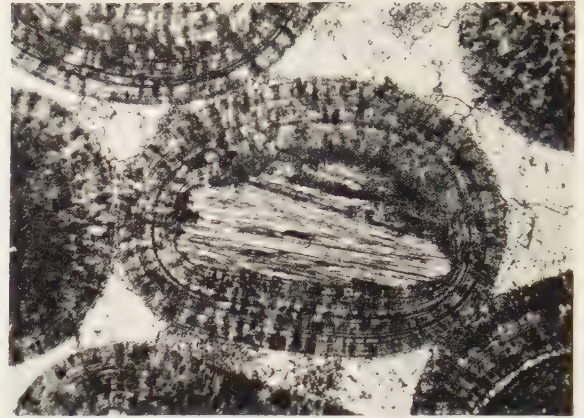


Abb. 32: Ooid. Die Schalen haben radialstrahlige Textur. In
diesen mikritische Nester (dunkel).
LM $\times 80$, DS 7/41, Steinibach-Schicht, Wolfsschlucht. Zu
S. 35.

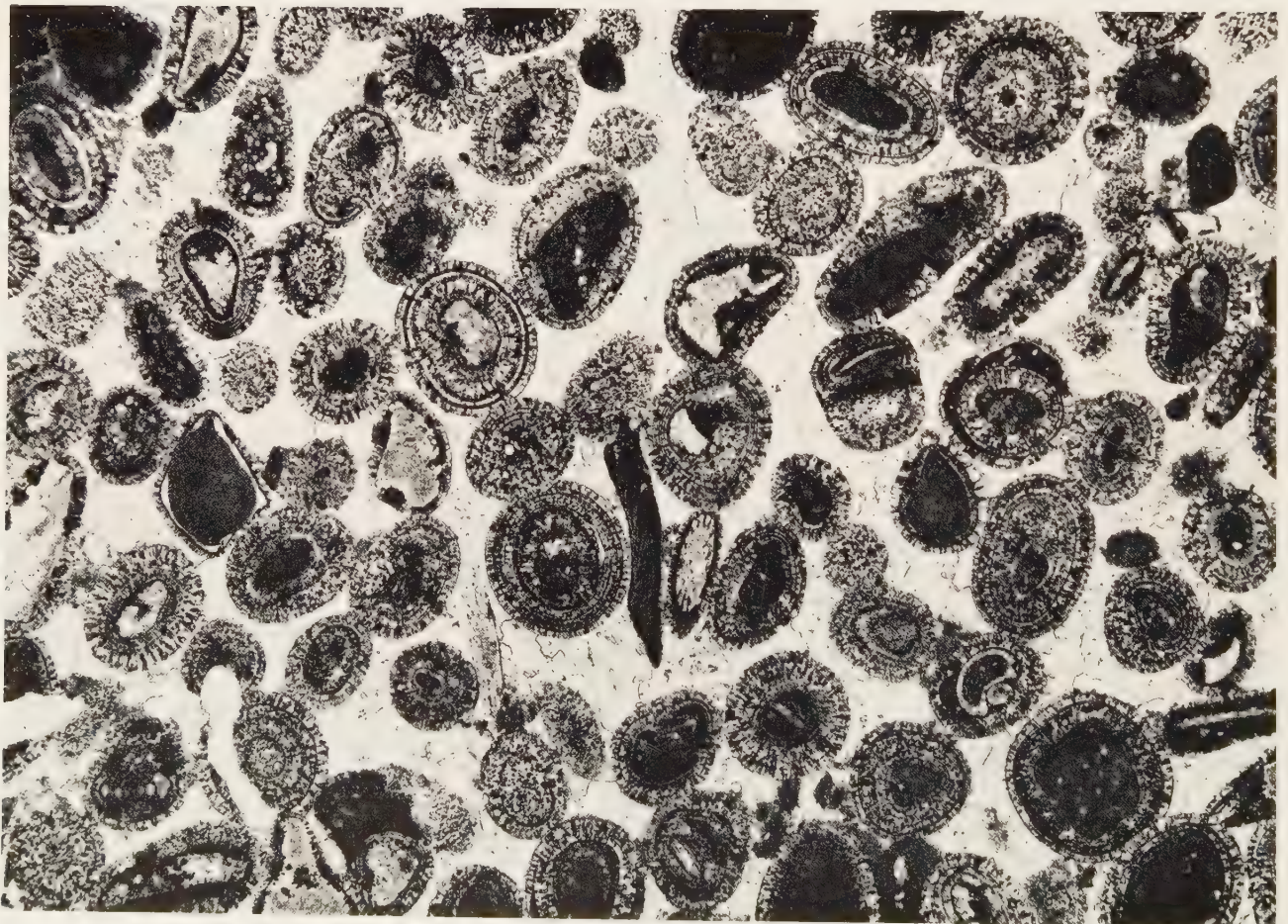


Abb. 33: Oolith mit sparitischem Sekundärzement.
LM $\times 30$, gleicher DS wie oben. Zu S. 35.

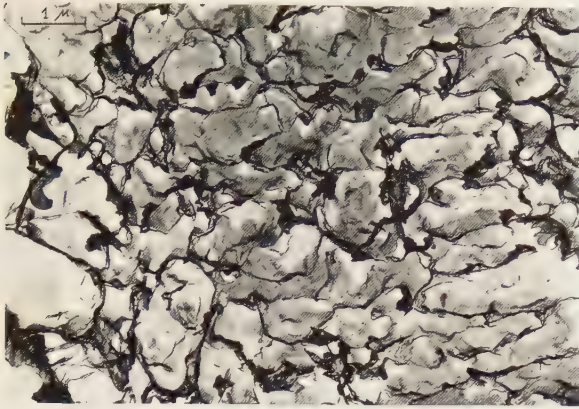


Abb. 34: Schale eines Ooides. Links mikritisches Nest, rechts radialstrahlige Kalzitleisten.
EM $\times 8000$, AS 7/41, Steinibach-Schicht, Wolfsschlucht. Zu S. 35 (Photo P. Brunner).

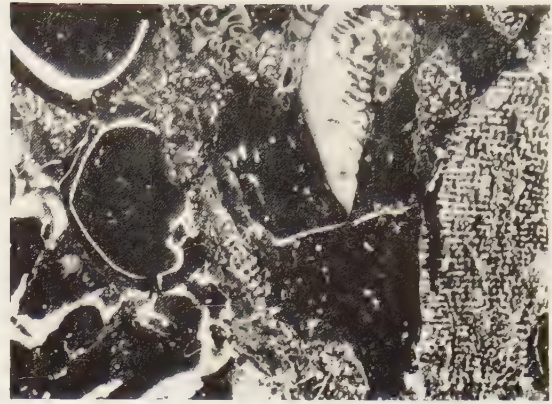


Abb. 35: Korallen/Hydrozoen-Riffkalk. Von Kalkalgen und Serpeln überkrustete Hydrozoenkolonie, angebohrt von *Lithodomus* sp.
LM $\times 4$, DS 21/35, Balsthaler Formation, Born. Zu S. 28.



Abb. 36: Schnitt durch die Oberfläche eines Ooides. Drei Schalen mit radialen Kalzitleisten; diese sind leicht rekristallisiert. An der Oberfläche gezackter Saum von Sekundärkalzit. Die rechte obere Bildecke wird von einem grossen Sekundärzementkorn eingenommen.
EM $\times 3500$, AS 7/41, Steinibach-Schicht, Wolfsschlucht. Zu S. 35 (Photo P. Brunner).

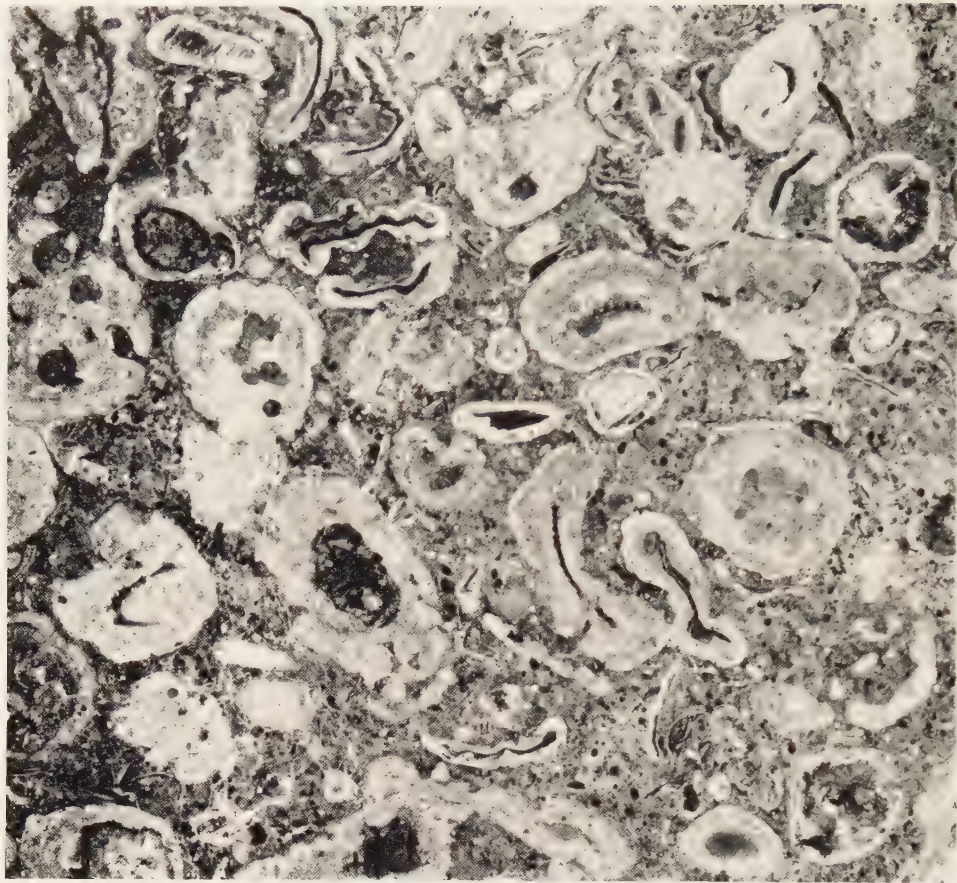


Abb.37: Mumienkalk. Die Mumien sind teils von *Lithodomus* sp. angebohrt, teils hohl. Die Hohlräume teilweise oder ganz (drusenartig) mit Sekundärkalzit gefüllt.
AS 7/46a, 1:1, Hauptmumienbank, Wolfsschlucht. Zu S. 38.

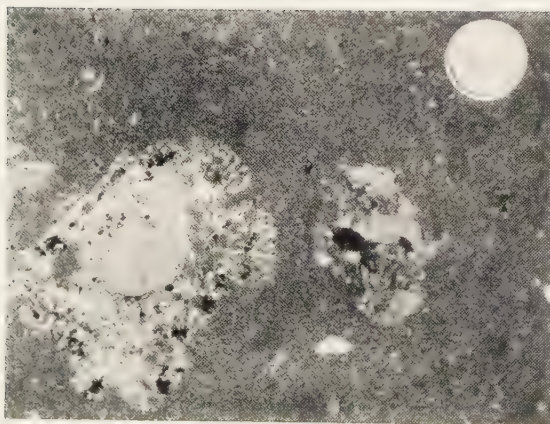


Abb.38: Echinodermentrümmer, im Innern vollständig von Glaukonit verdrängt. Wenig Pyrit. Daneben teilweise glaukonitisierte Kalkalgenknolle und eine Calcisphaere.
LM $\times 80$, DS 79/32, Knollen-Schicht, Tenggibuck. Zu S. 43.

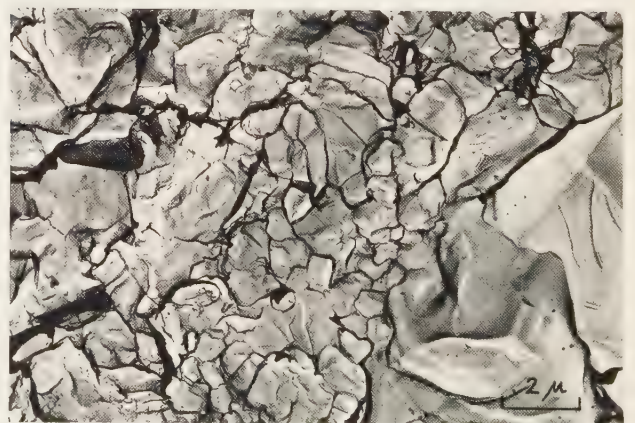


Abb.39: Teil eines Tremalithen, daneben Teile von Micellen (?).
EM $\times 5000$, Spaltpräparat 77/45, Knollen-Schicht, Bachtobel.
Zu S. 117.



Abb. 40: Biokalkarenit mit Trümmern von Korallen und Echinodermen. Kalkalgenknollen.
LM $\times 9$, DS 12/6, oberste Günsberger Schichten, Rüschraben. Zu S. 38.

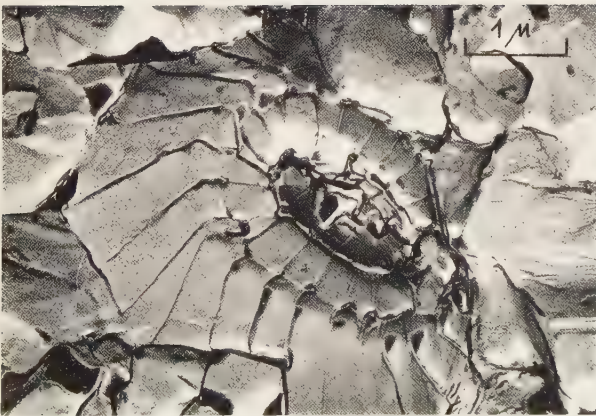


Abb. 41: Tremalith aus dem Formenkreis *Ellipsagelosphaera frequens* NOËL (Oberseite).
EM $\times 12500$, Spaltpräparat 91/101, Wangental-Schichten, Immendingen. Zu S. 24.

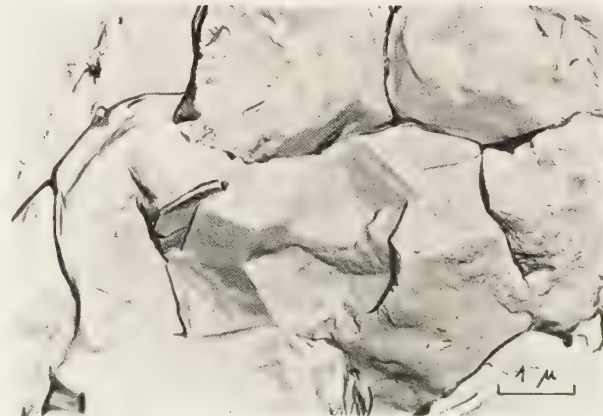


Abb. 42: Tonmineral in Kalzit.
EM $\times 10000$, Spaltpräparat 70/88, Letzi-Schichten, Mellikon.
Zu S. 17.



Abb. 43: Mikrit (Polarisatoren gekreuzt, Schliffdicke ca. $1\ \mu$).
LM $\times 300$, DS 57/61, beidseitig poliert, Letzi-Schichten,
Station Effingen. Zu S. 40.

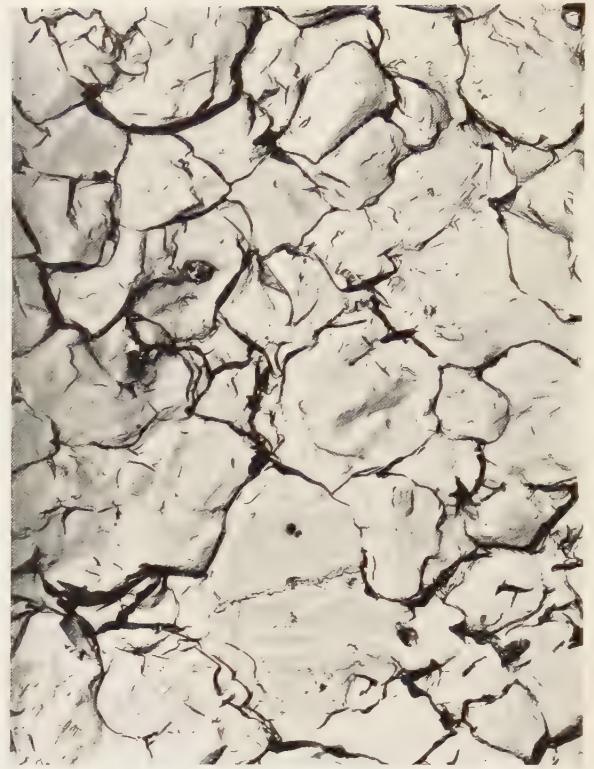


Abb. 44: Mikrit, leicht rekristallisiert.
EM $\times 10000$, Spaltpräparat 57/61, Letzi-Schichten, Station
Effingen. Zu S. 40.



Abb. 45: Mikrit.
EM $\times 2500$, AS 91/101, Wangental-Schichten, Immendingen. Zu S. 58.

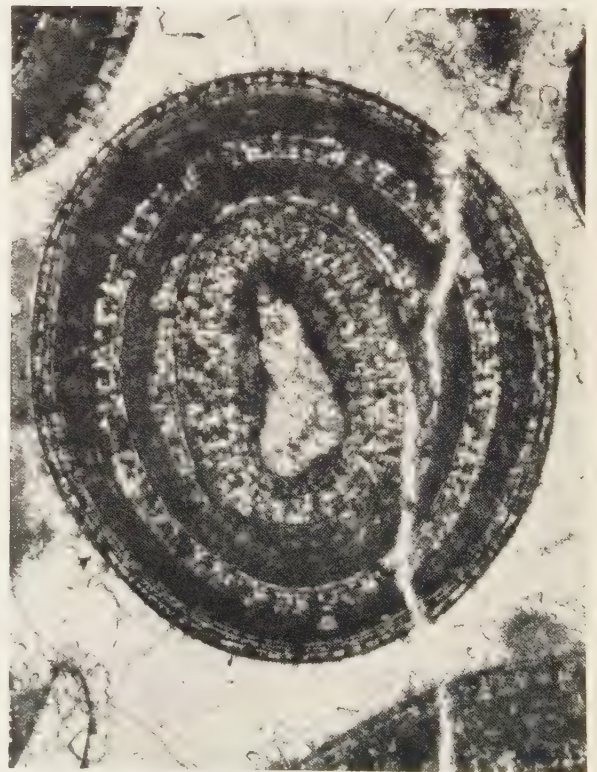


Abb. 46: Ooid. Die Schalen mit radialstrahligem Karbonat
sind in wechselndem Ausmass zu Mikrit rekristallisiert.
LM $\times 64$, DS 12/15, Holzflue-Schichten, Rüschen. Zu
S. 36.

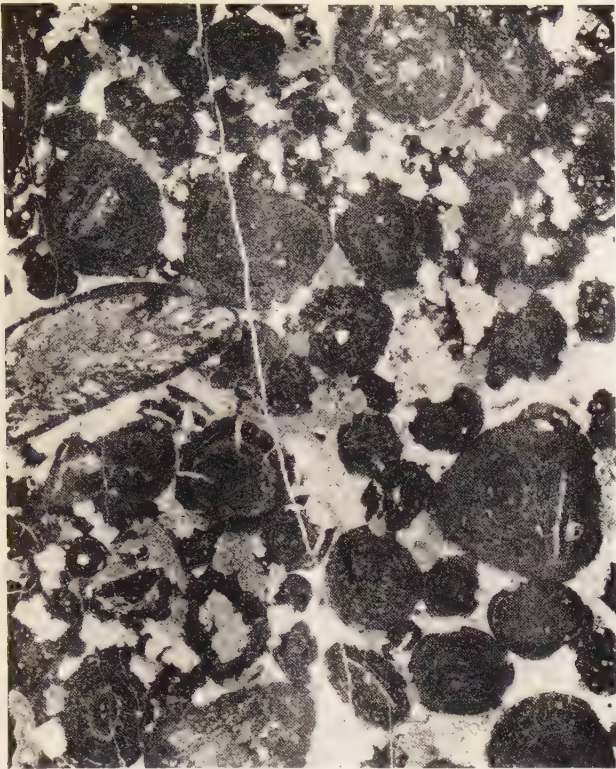


Abb.47: Oolith mit Pseudomorphosen von Kalzit nach Dolomit.
LM $\times 20$, DS 9/18, Holzflue-Schichten, Steinibachtobel. Zu S. 78.

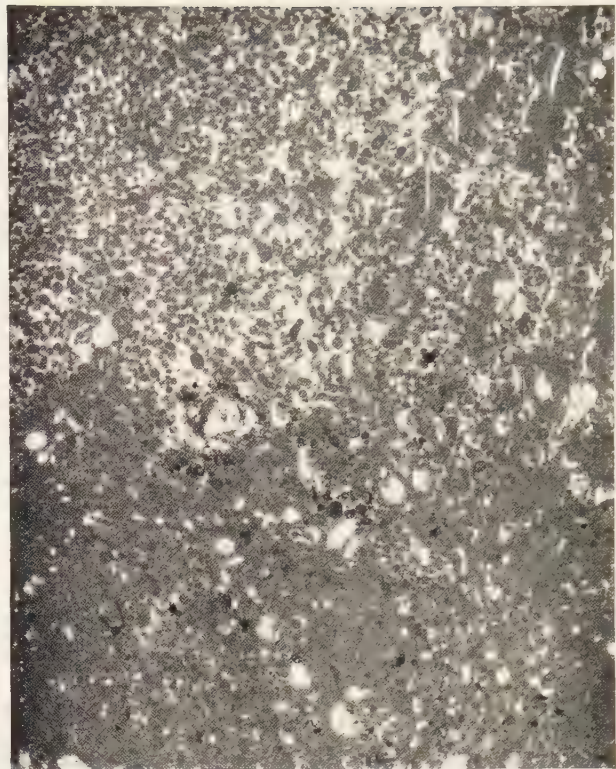


Abb.48: Bahamitischer Mikrit.
LM $\times 20$, DS 70/109, oberste Letzi-Schichten, Mellikon. Zu S. 41.

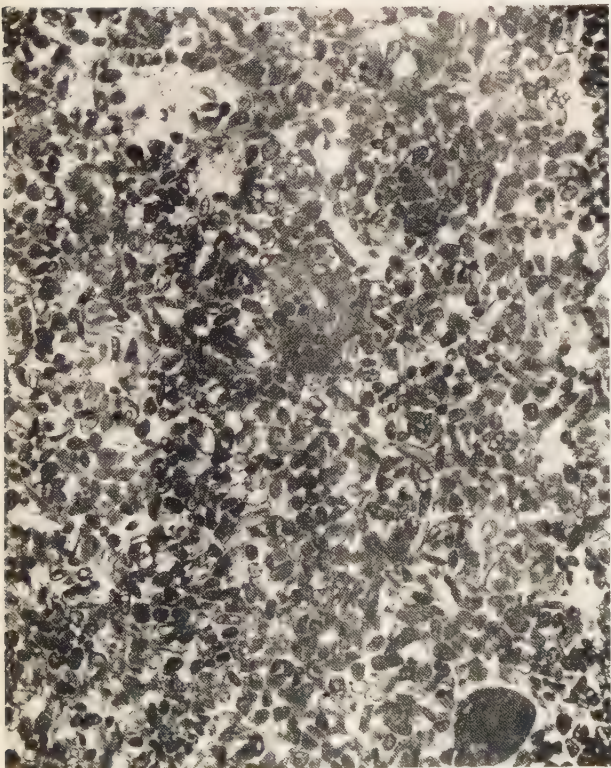


Abb.49: Bahamit.
LM $\times 20$, DS 14/192, Holzflue-Schichten, Gschlif. Zu S. 37.

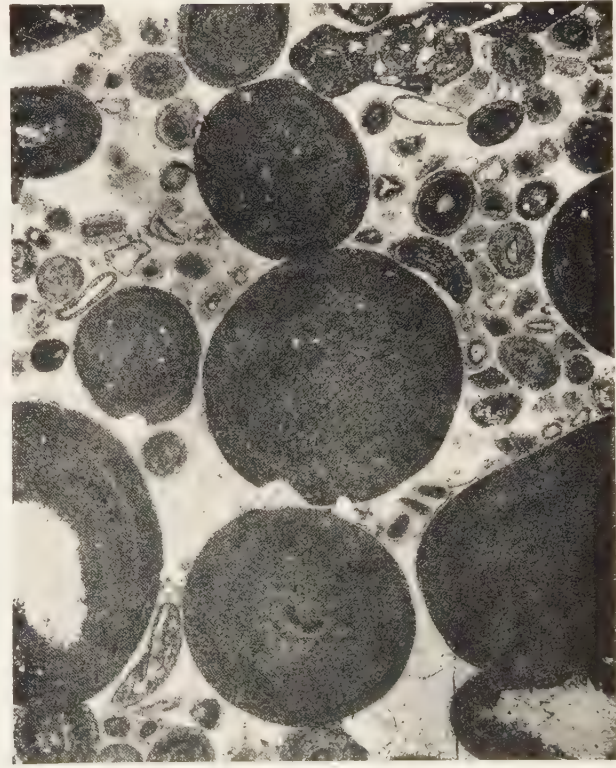
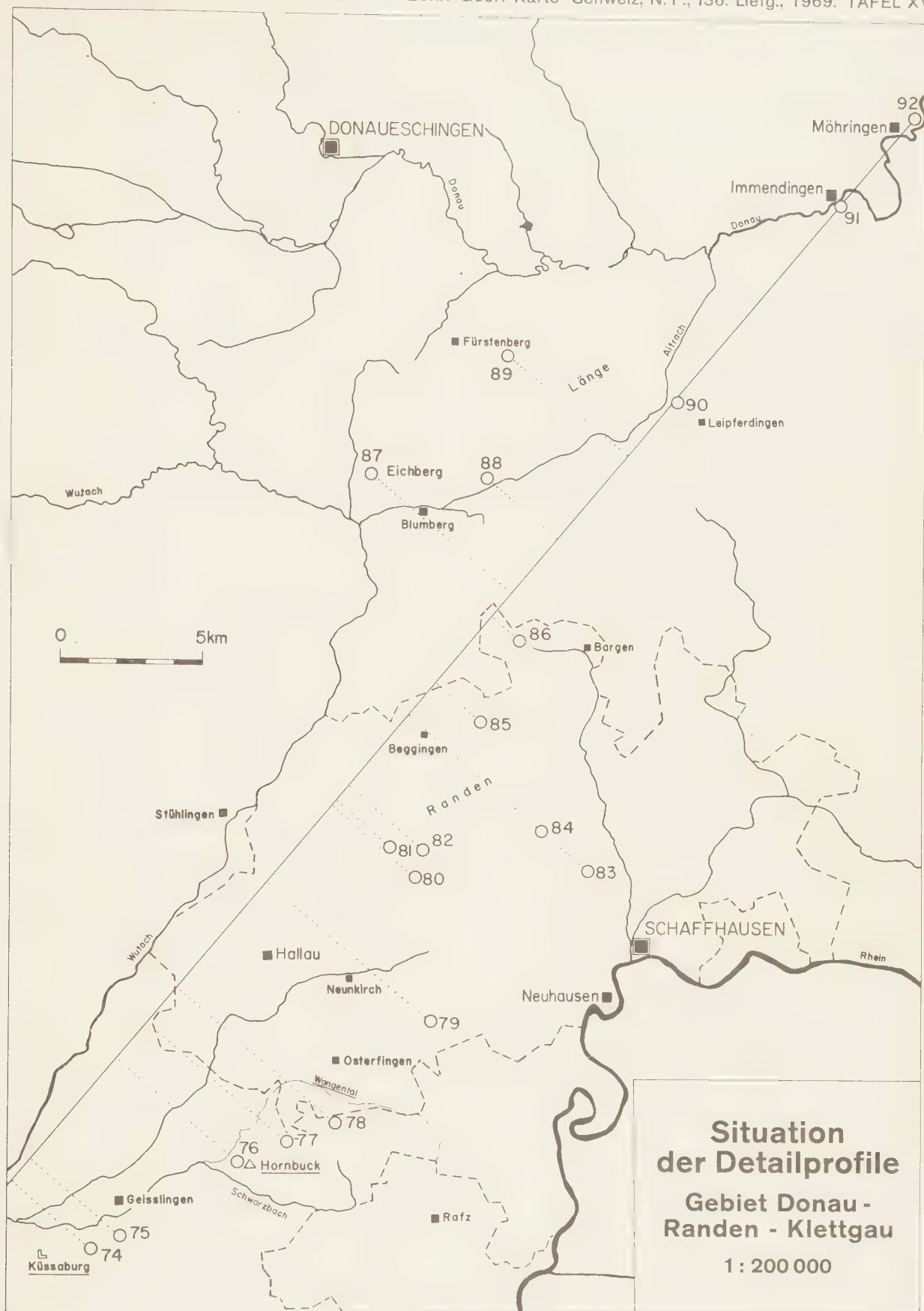
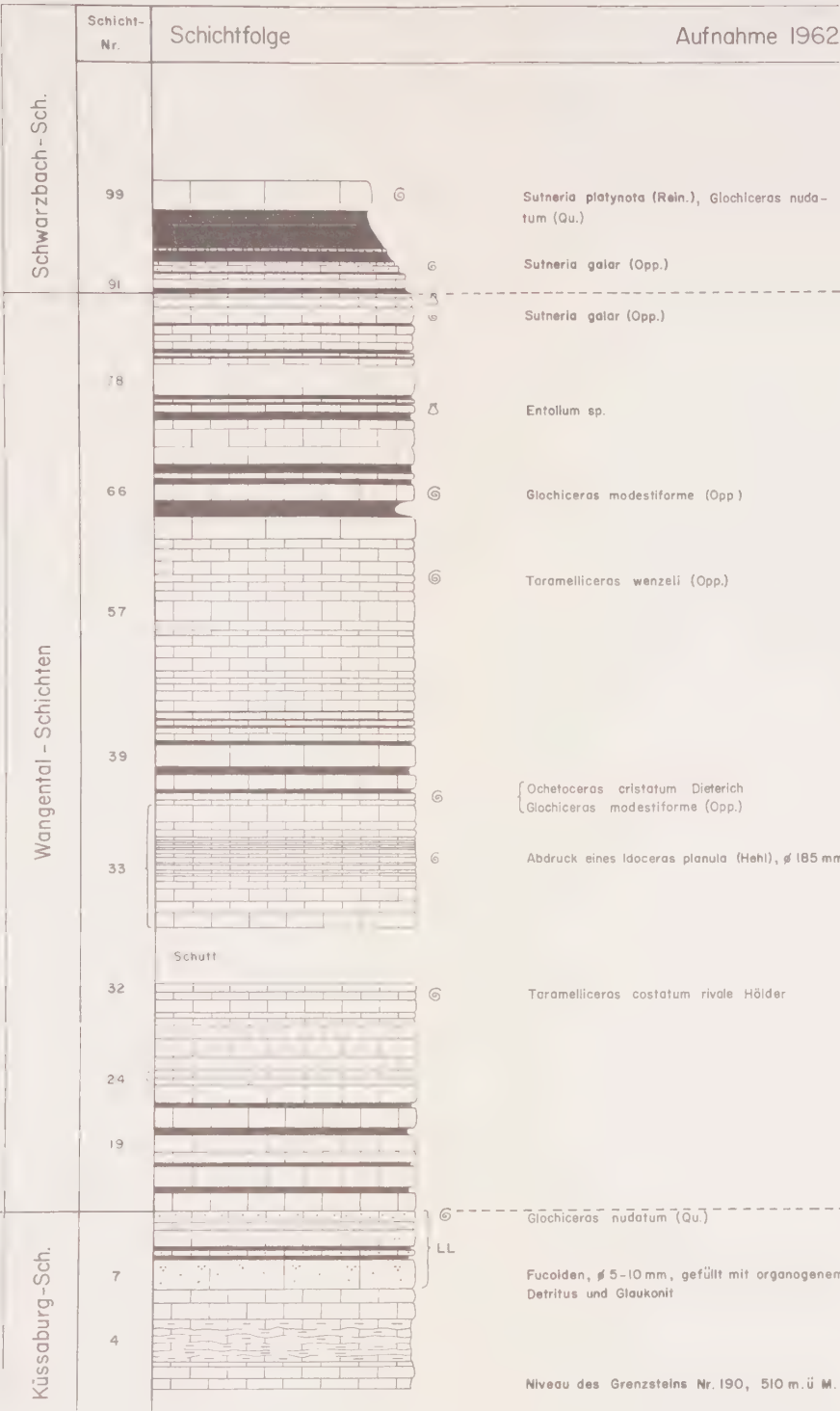


Abb.50: Oolith mit häufigen, grossen Bahamiden.
LM $\times 34$, DS 8/13, Verena-Schicht, Mausteren. Zu S. 86 f.

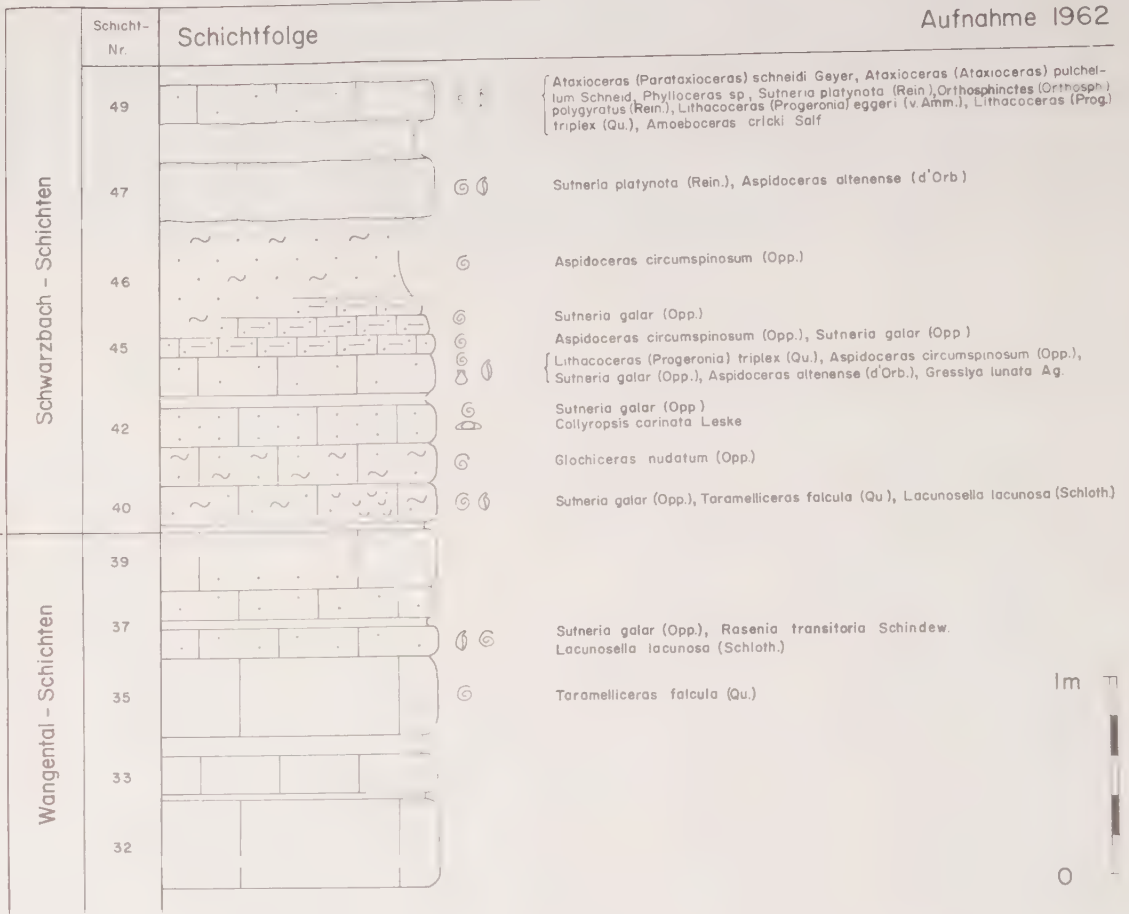




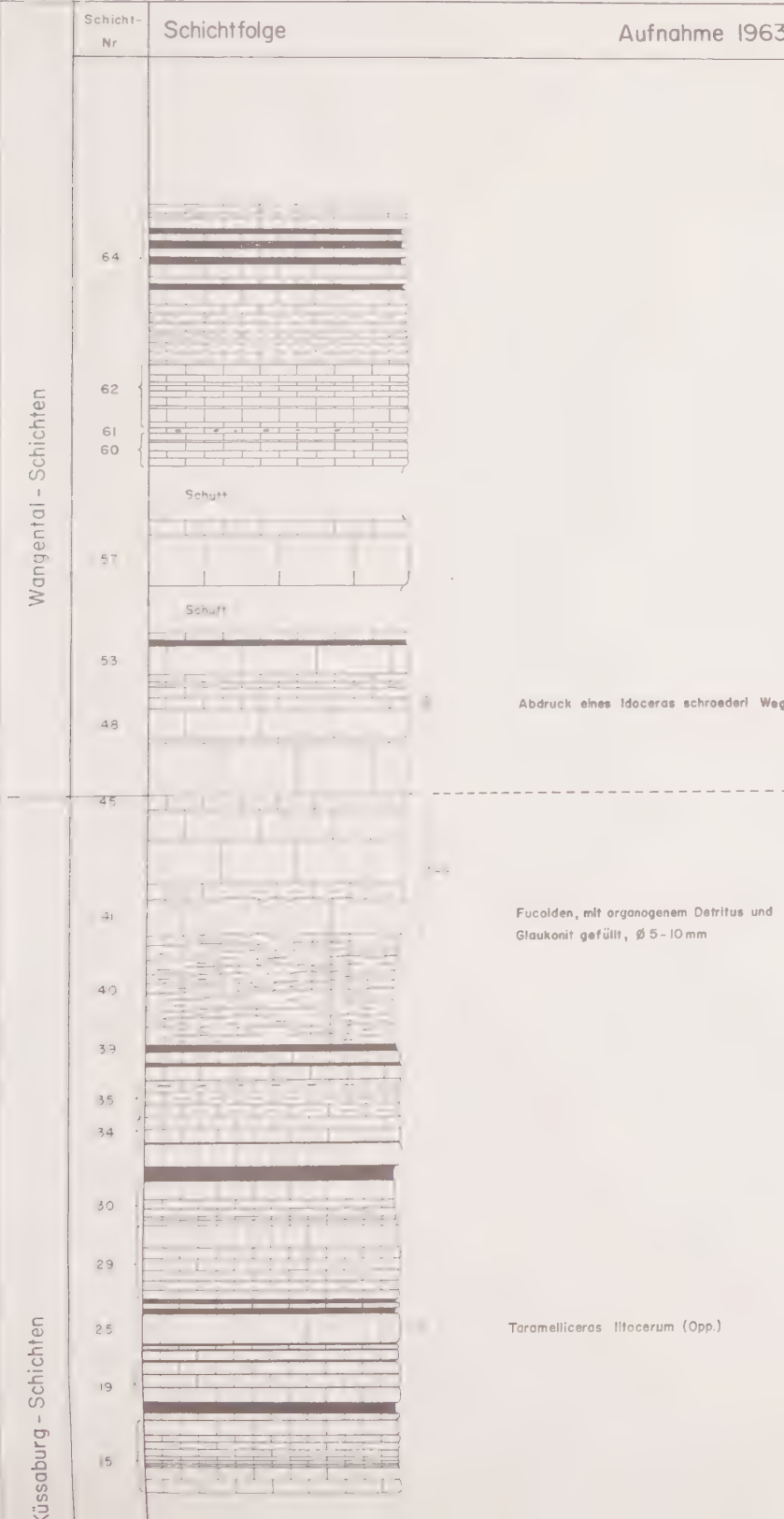
Profil 78: Müllitobel S von Osterfingen, Koord. 679'125/277'450



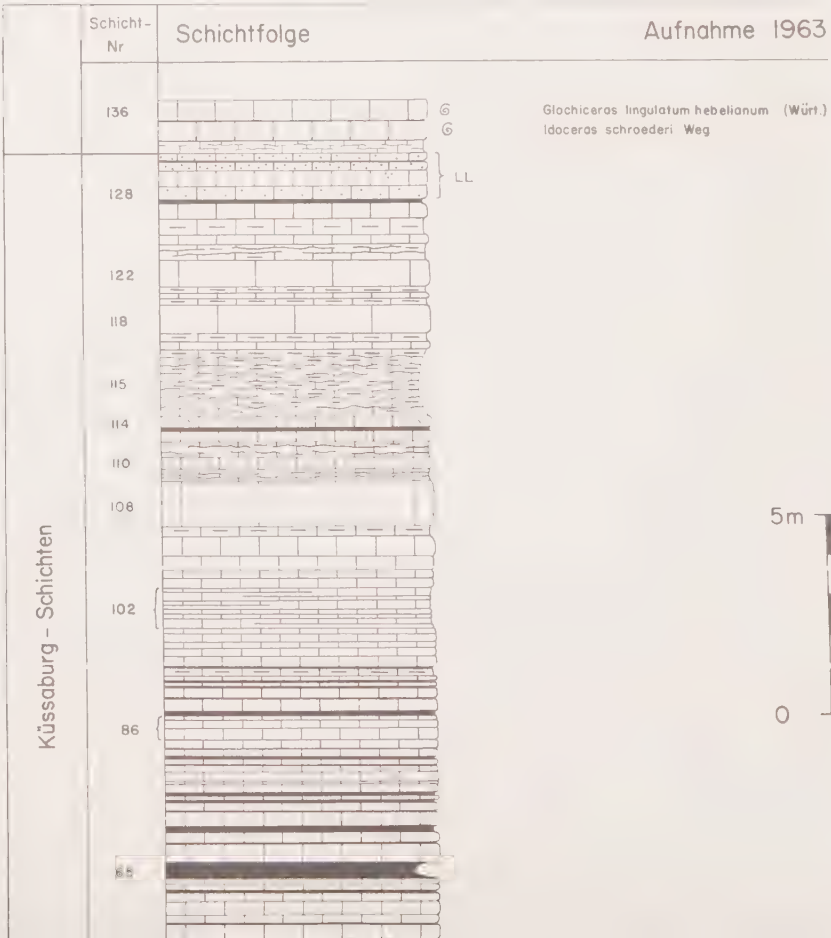
Profil 83: Summerhalde NNW von Schaffhausen, Koord. 688'080/286'340



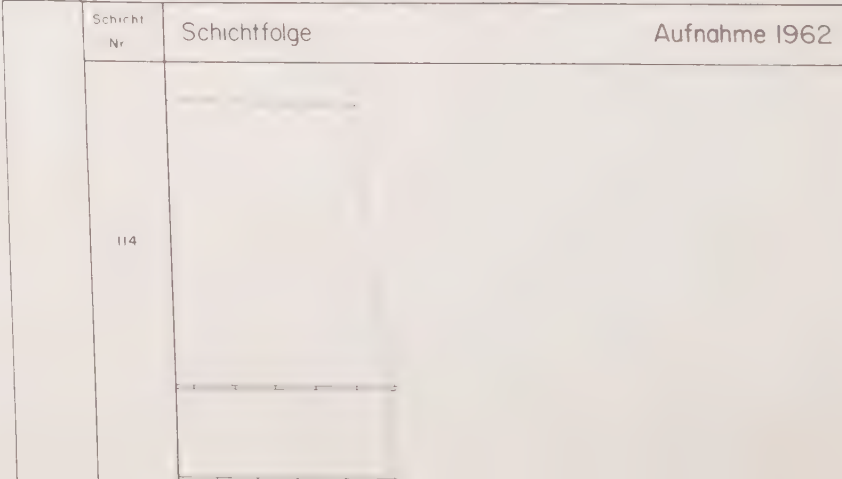
Profil 77: Bachtobel SE von Weisweil (Baden), Koord. 677'430/276'860



Profil 82: Steimürlichopf NNE von Siblingen, 682'130/287'060

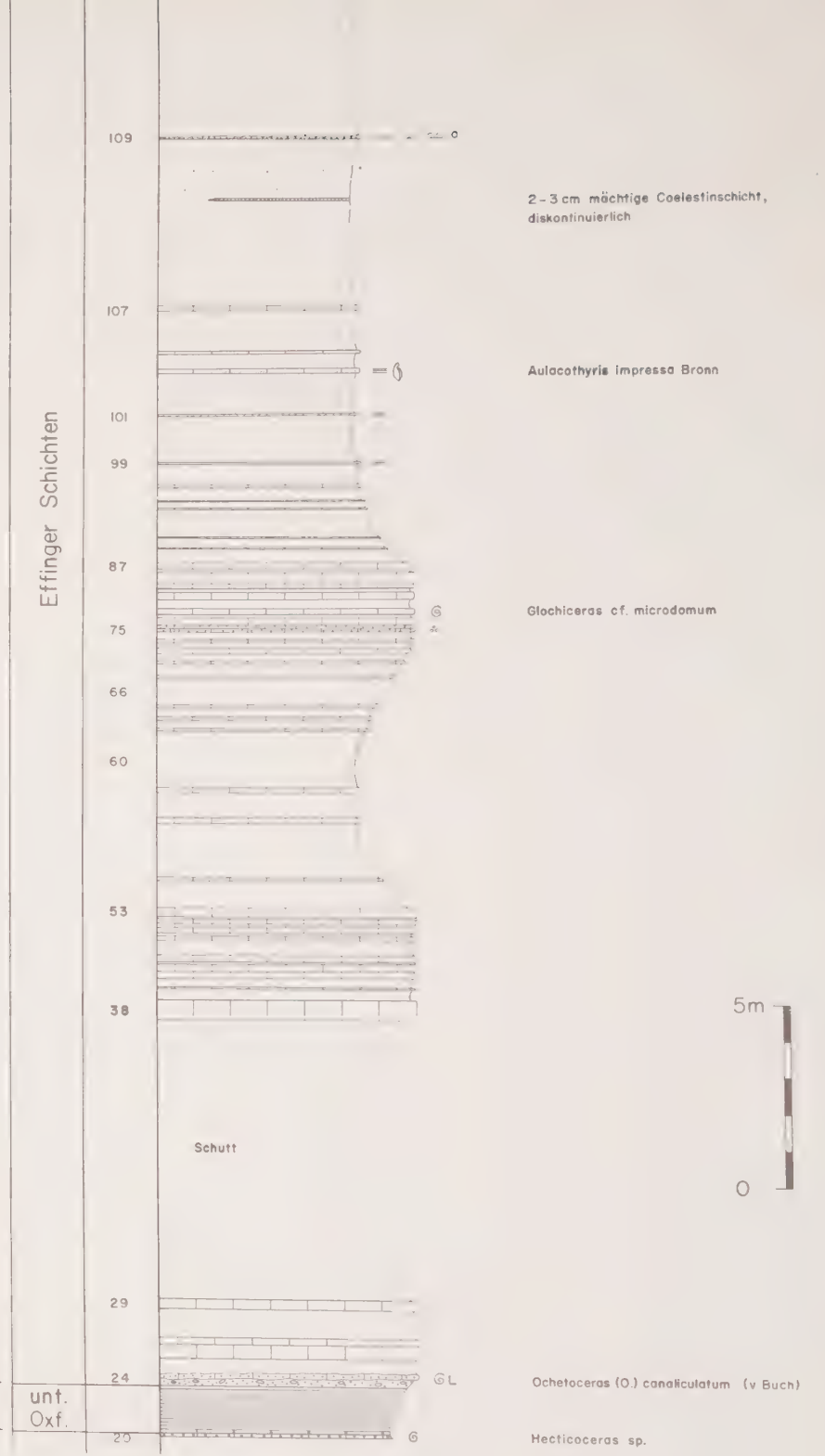
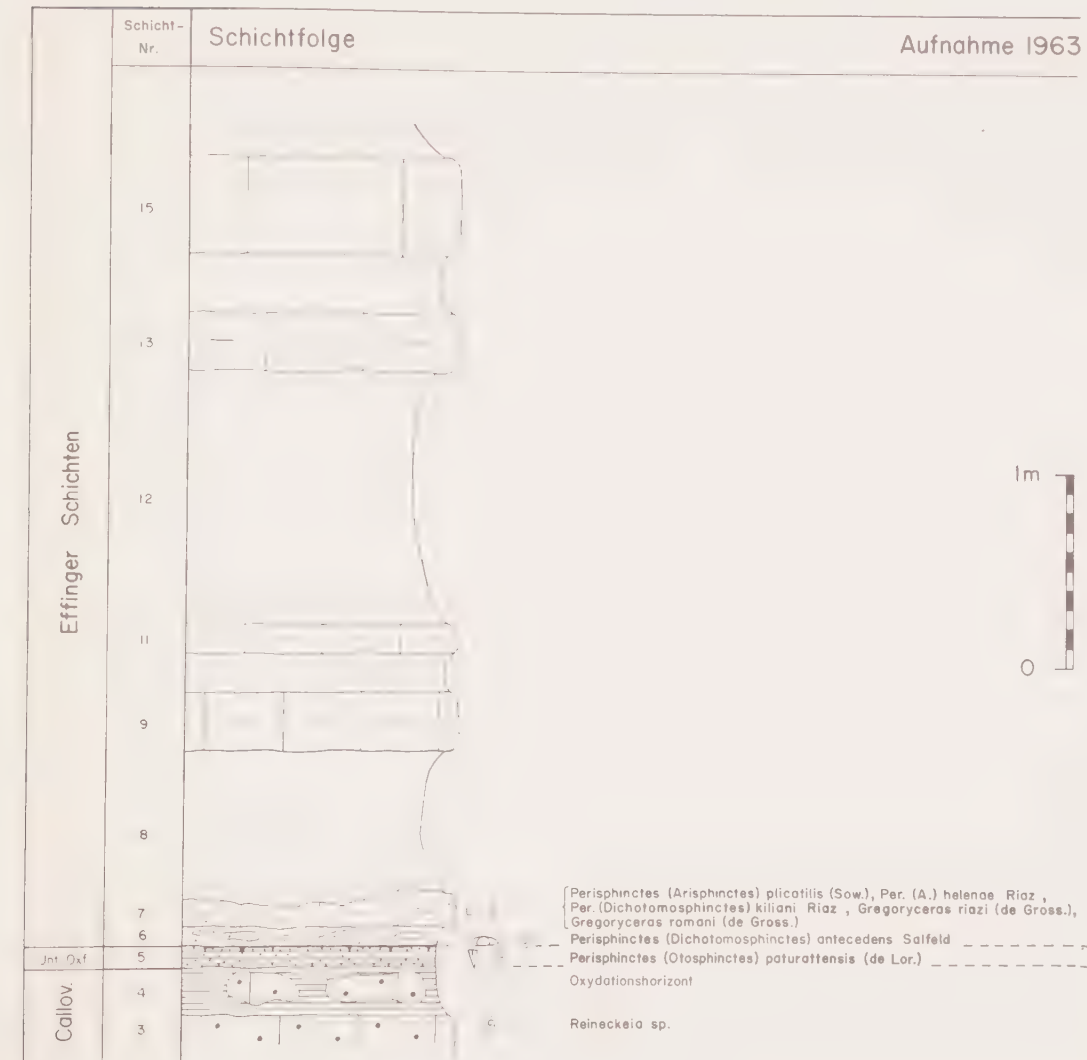


Profil 87: Eichberg WNW von Blumberg, Koord. 680'230/300'430





Profil 80: Siblinger Schlossranden, Koord. 682'000/286'160



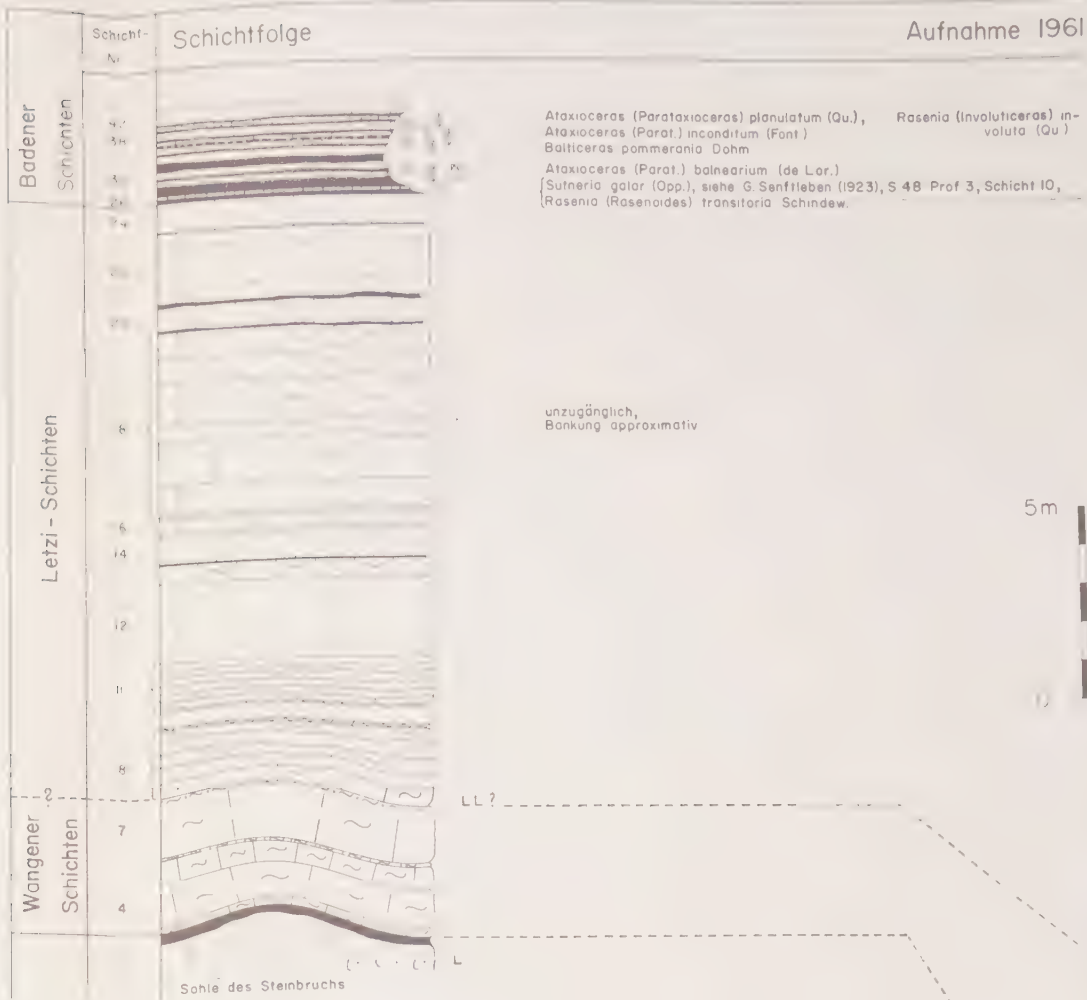
Stratigraphische Detailprofile im Klettgau und Randen

Legende vgl. Tafel XIX

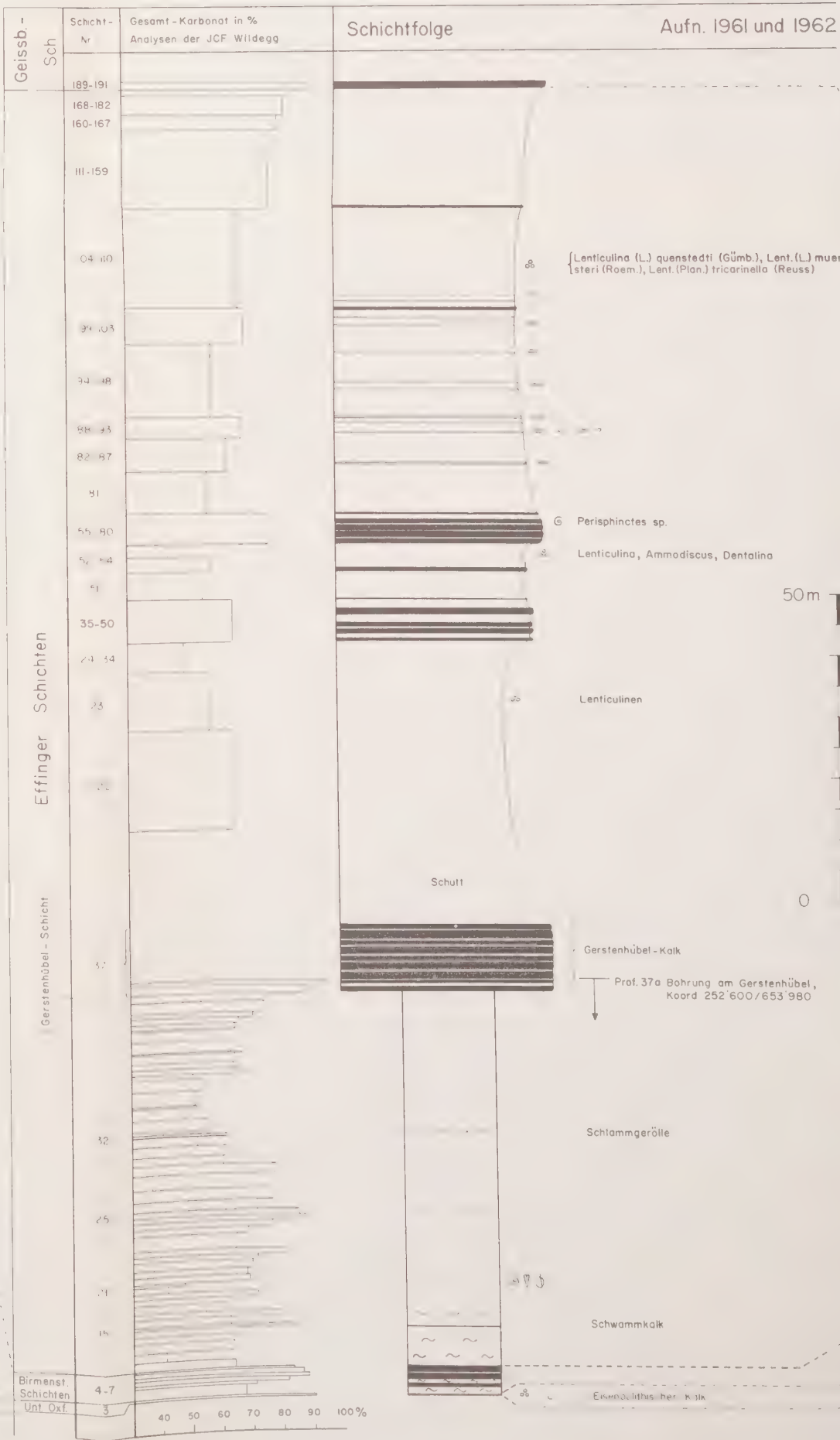
Stratigraphische Detailprofile
im Aargauer Jura

Legende vgl. Tafel XIX

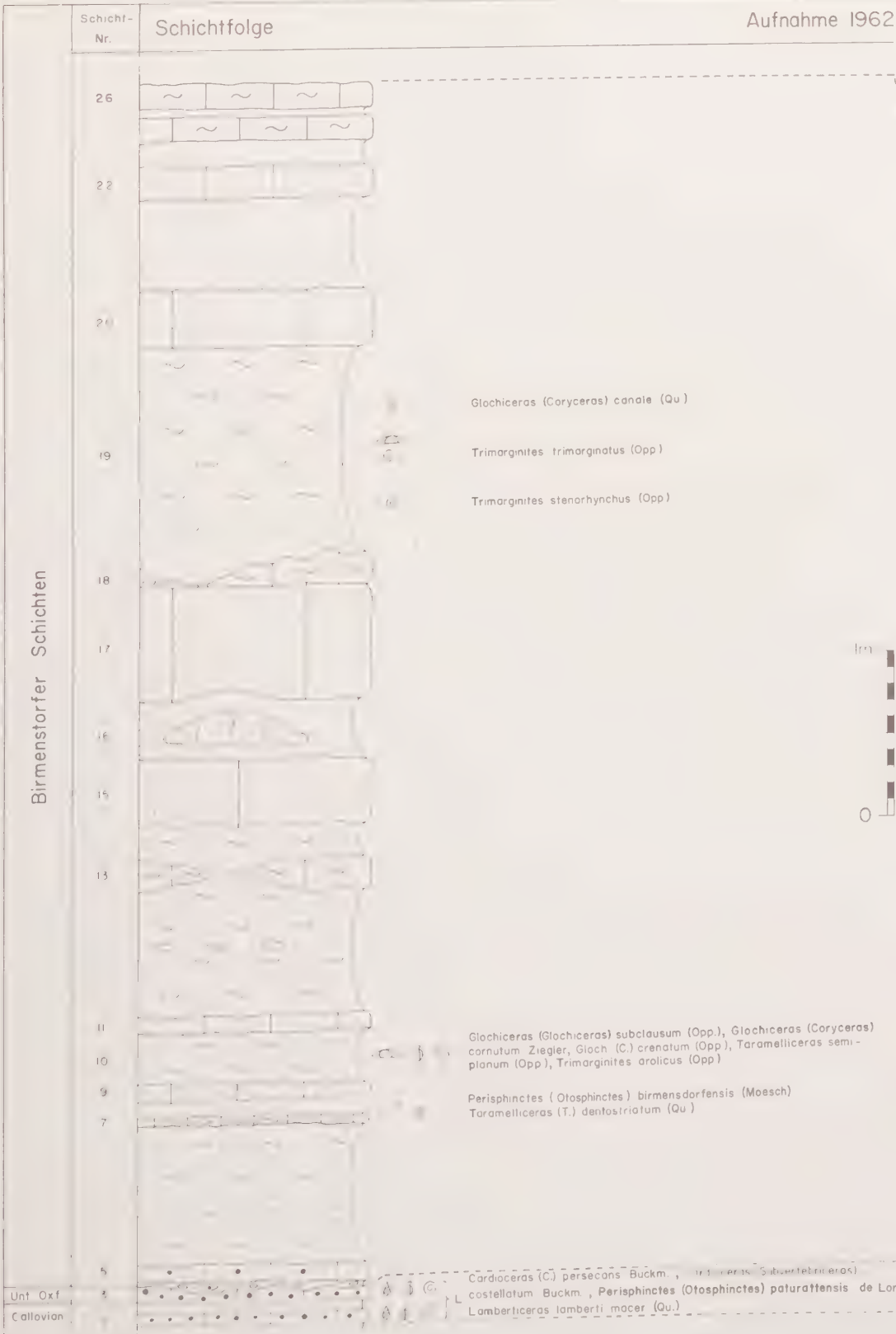
Profil 47: "Nationalbahneinschnitt" W von Baden, Koord. 664'750/258'050



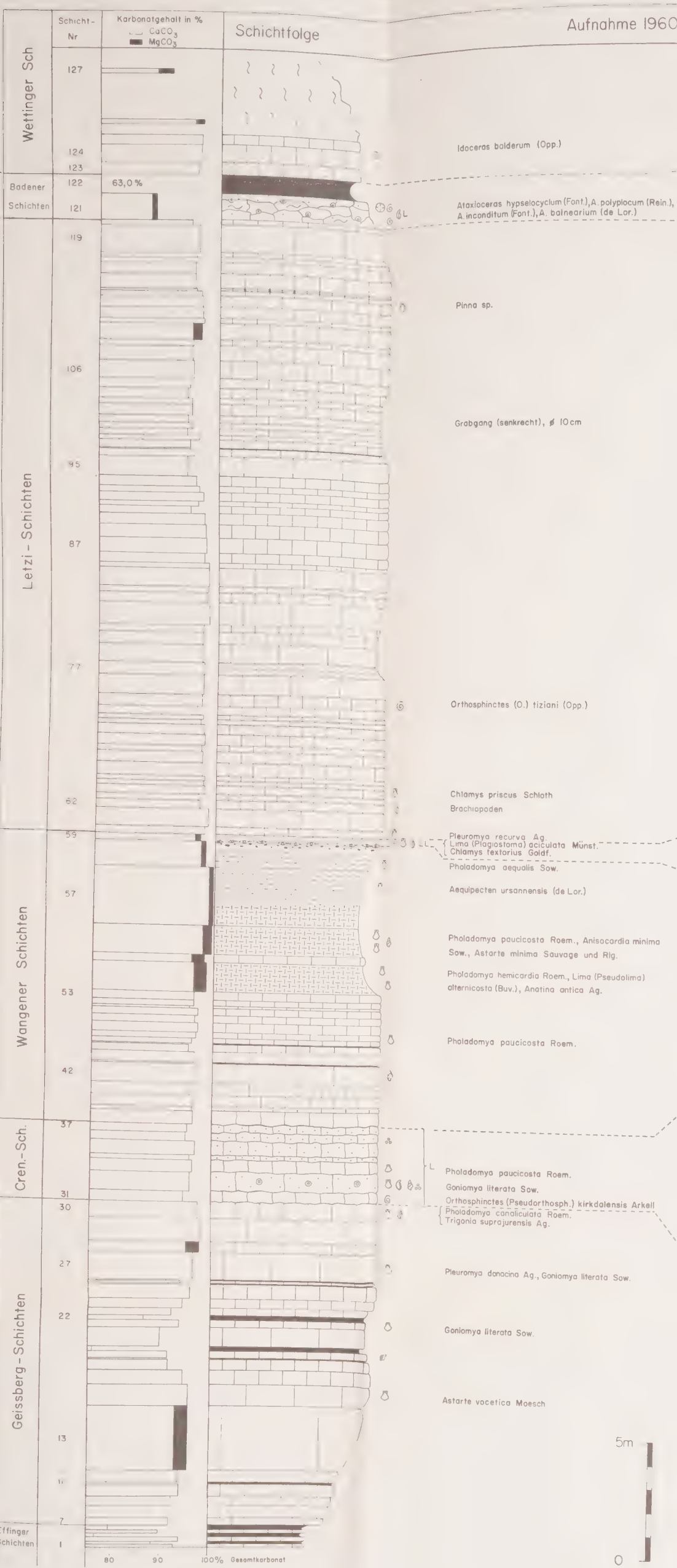
Profil 37: Steinbruch Jakobsberg NW von Wildegg, Koord. 653'900/252'400



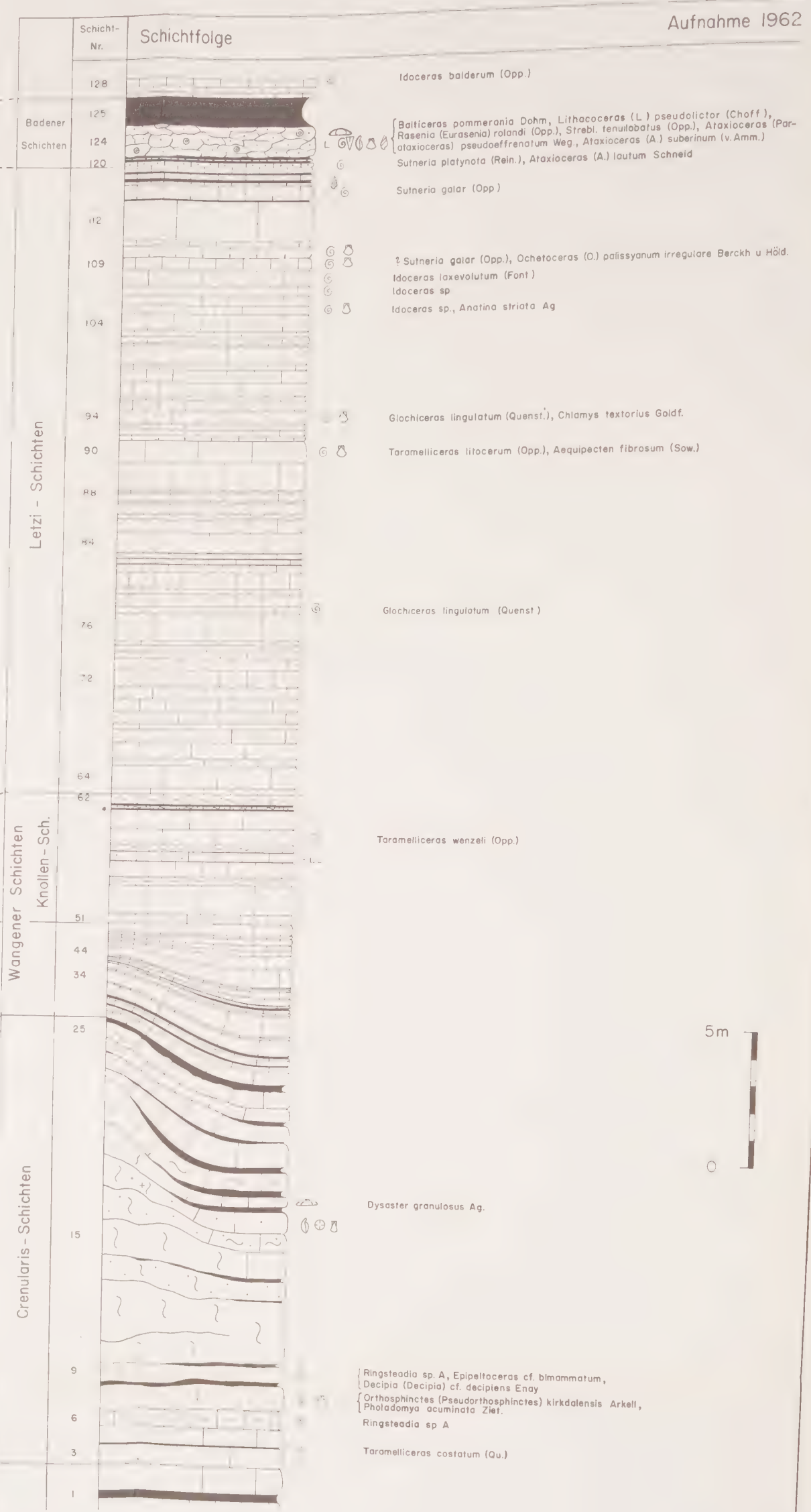
Profil 32: Schellenbrücke NE von Küttigen, Koord. 646'450/252'880



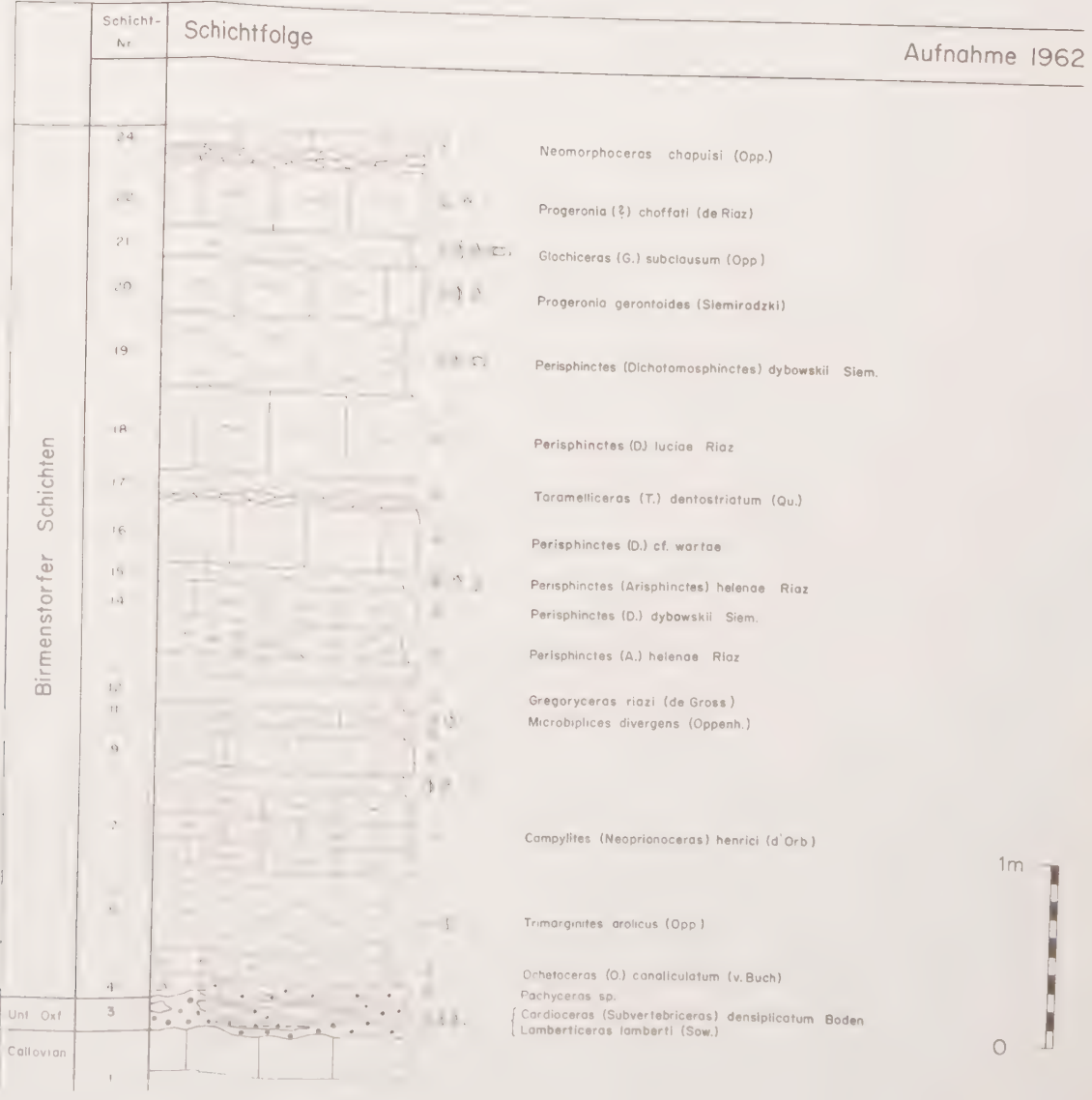
Profil 62: S des Schrannechopf, Villiger Geissberg, Koord. 657'680/264'020



Profil 70: Steinbruch SW von Mellikon, Koord. 668'330/268'730



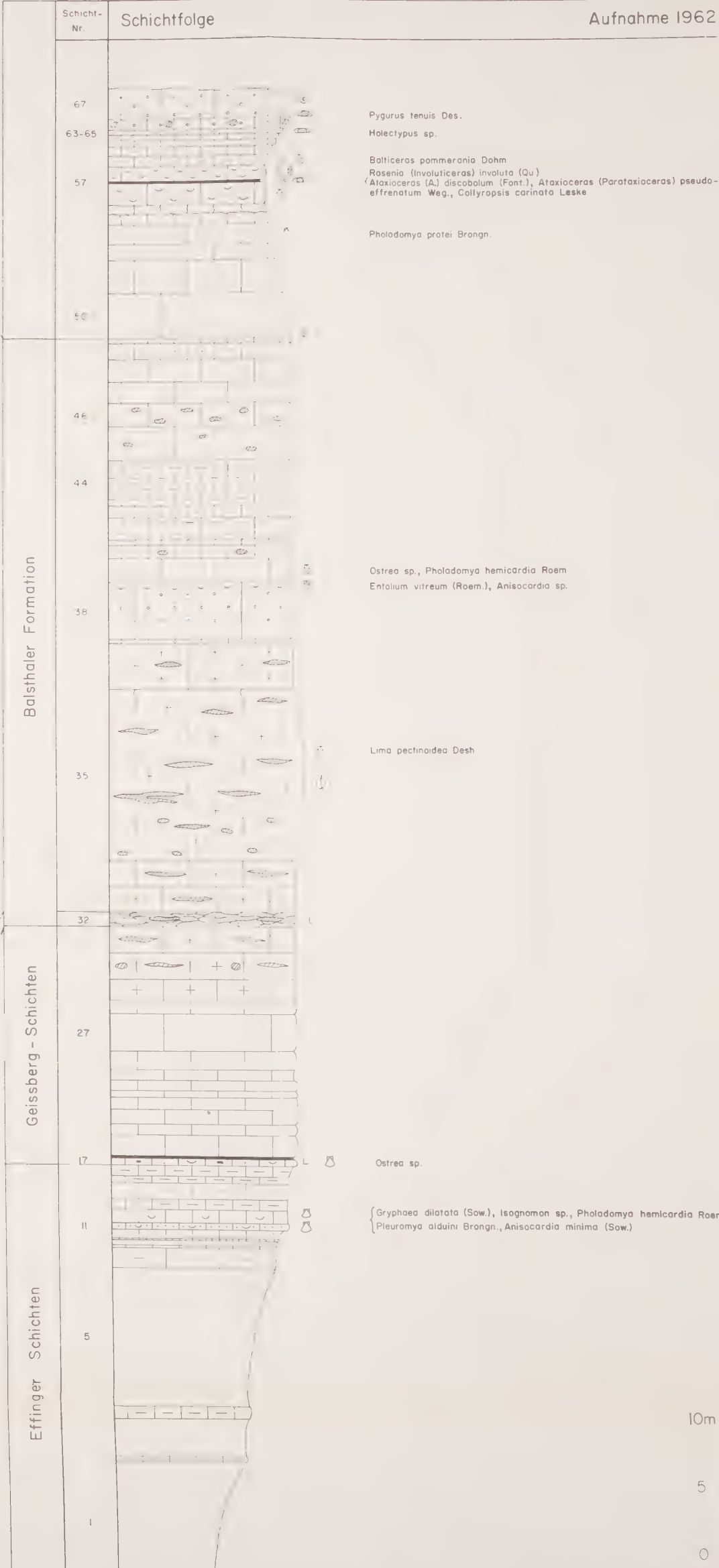
Profil 60: Eisengraben NW von Mönthal, Koord. 651'560/264'080

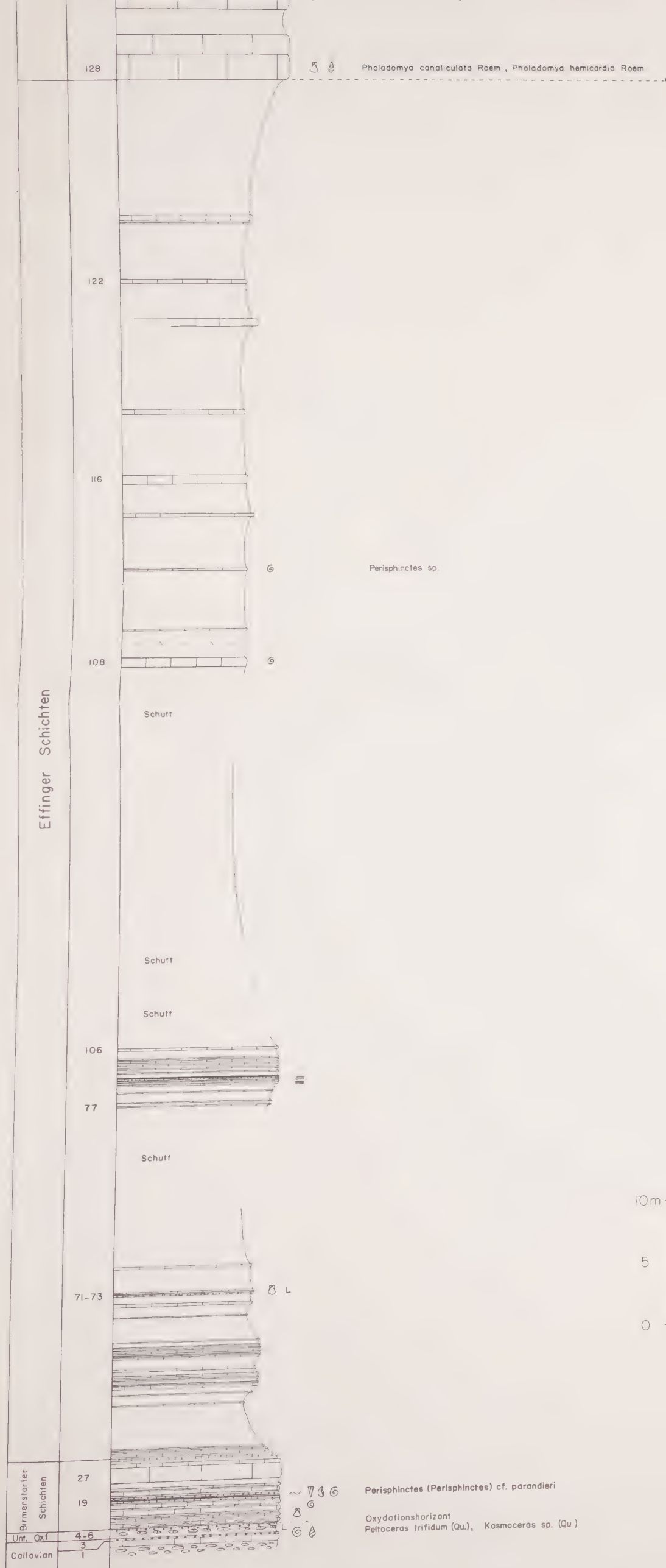


Profil 14: Gschlif oberhalb Günsberg, Koord. 609'540/235'380

Profil 9: Steinibachtobel N von Balsthal,
Koord. 619'370/241'350

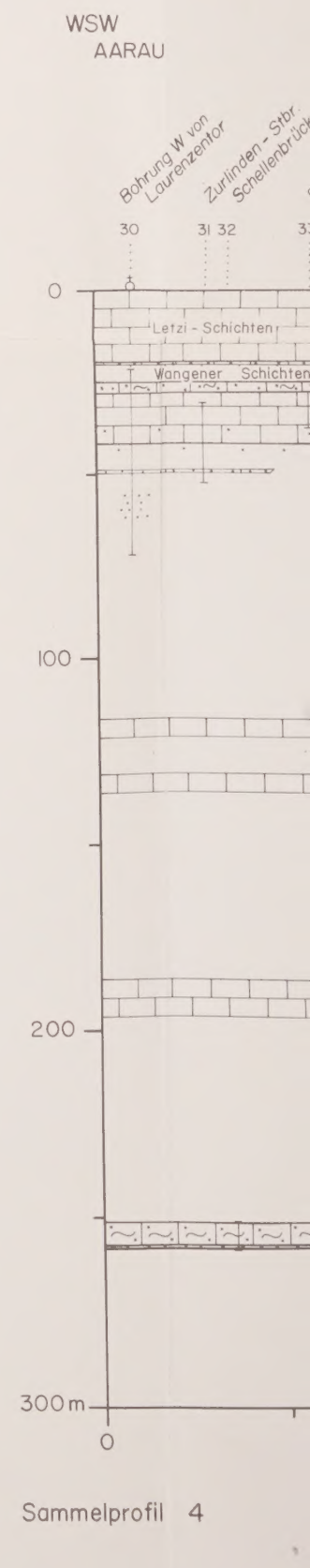
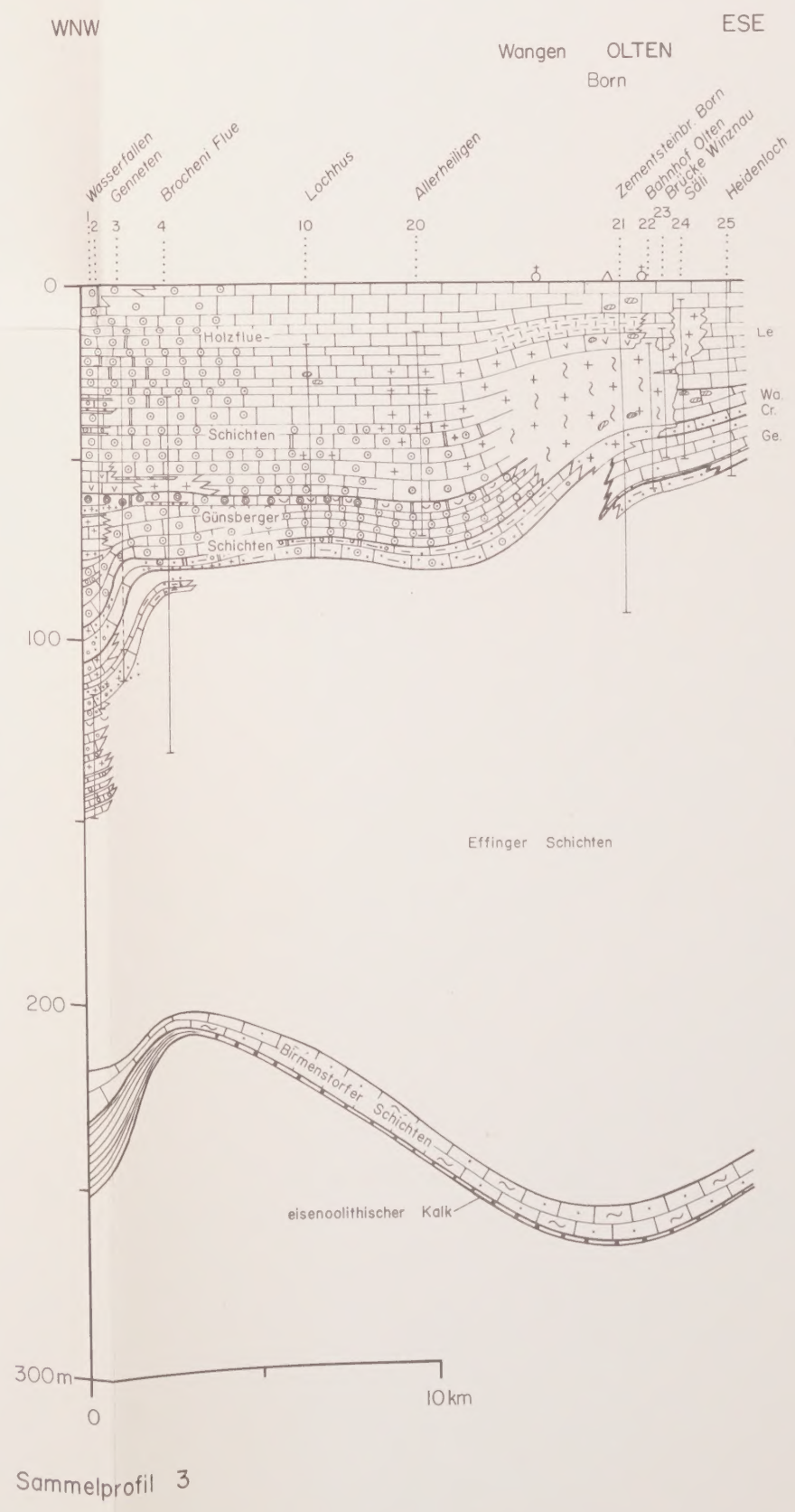
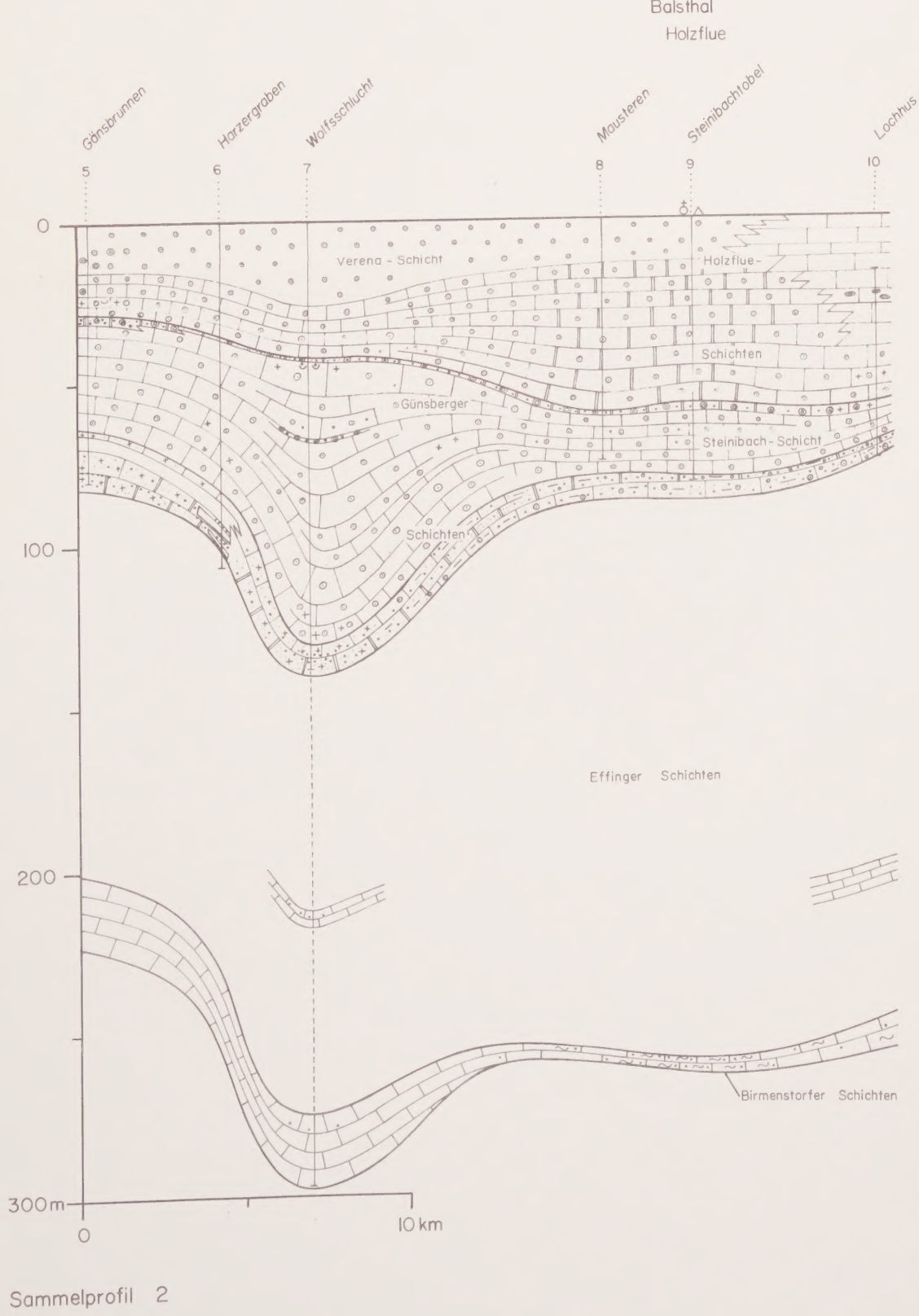
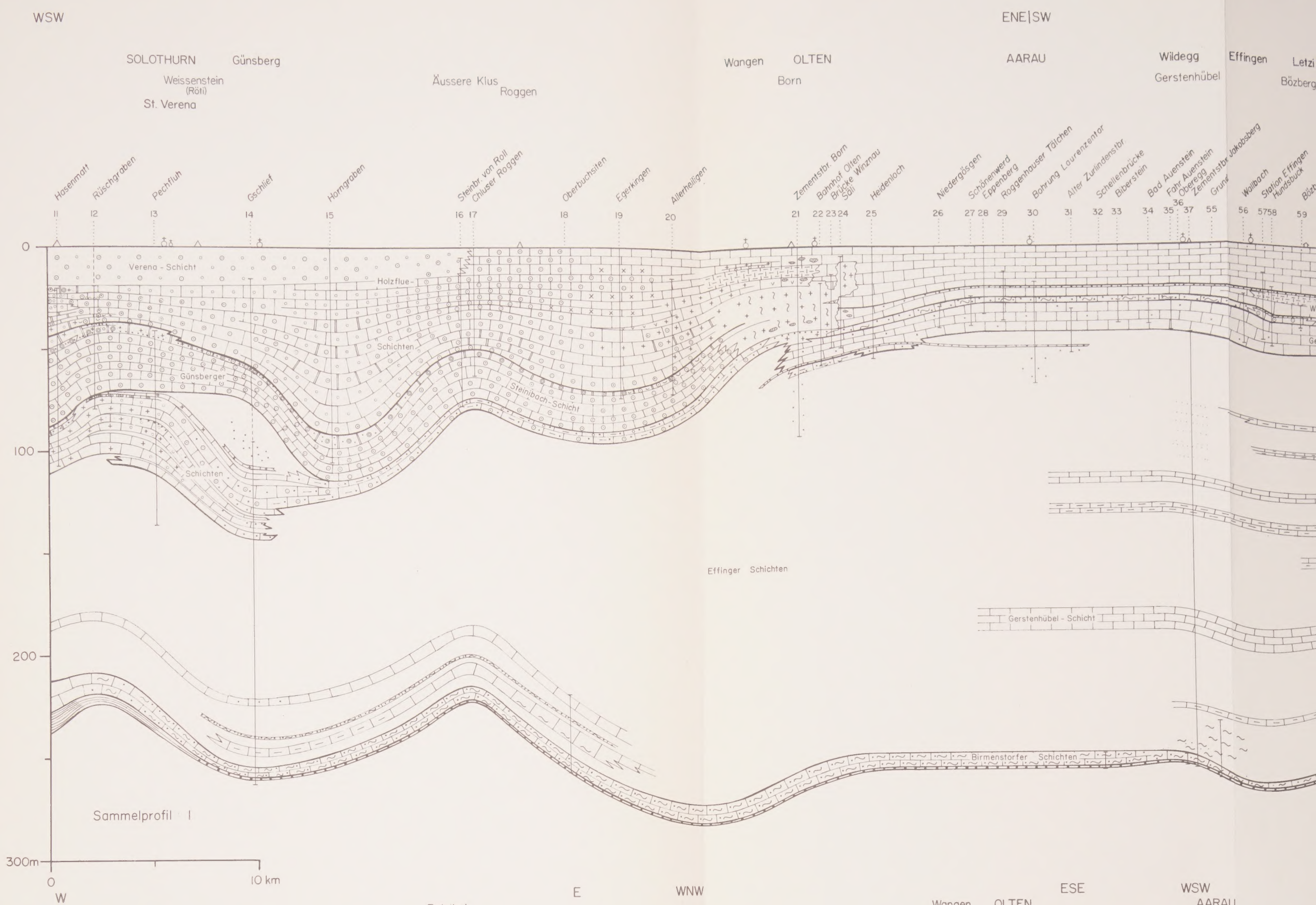
Profil 21: Zementsteinbruch am Born, Koord. 633'900/242'280



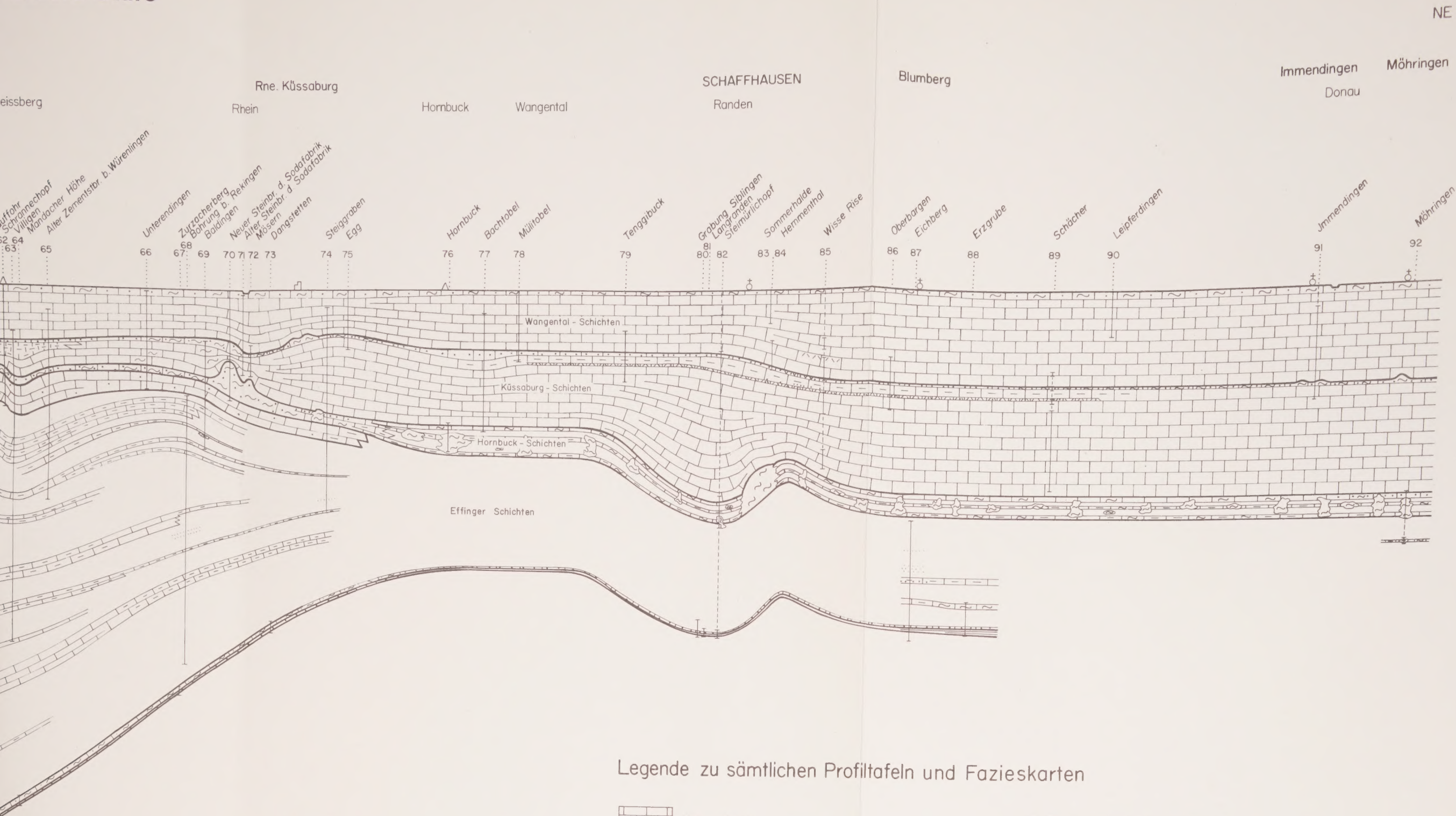


Stratigraphische Detailprofile im Solothurner Jura

Legende vgl. Tafel XIX



Oxford-Stufe



Legende zu sämtlichen Profiltafeln und Fazieskarten

- | | | | |
|--|---|--|--|
| | Kalk, gebankt | | Kalkalgenknollen (S. 33) |
| | Kalk, kreidig-porös (S. 71) | | Feuersteinknollen (S. 20) |
| | Kalk, massig | | Eisensulfidknollen (S. 20) |
| | Kalk bis mergeliger Kalk, von Tonhäuten durchzogen | | Schwämme (S. 29) |
| | Kalk, grobkristallin rekristallisiert (S. 87) | | Schwammibioherm (S. 29) |
| | Kalk, mergelig | | Korallen, Hydrozoen (S. 22) |
| | Dolomitischer Kalk, meist rekazitisiert (S. 16) | | Korallen / Hydrozoenriff (S. 28) |
| | Kalkarenit, kreuzgeschichtet | | Hydrozoenschwarten (S. 75) |
| | Biokalkarenit (S. 38) | | sehr viel Muscheln, Brachiopoden, grober Bruchschill |
| | mergelige Lage zwischen Kalkbänken bzw. kalkige Bank od. Bankgruppe in Mergel | | Echinodermendetritus (S. 57) |
| | Mergel (S. 42) | | Ammoniten |
| | Mergel bis Tonmergel (S. 55) | | Belemniten |
| | kalkige Korrosionsrelikte, Schlammgerölle (S. 59 und 60) | | Gastropoden |
| | feingeschichtete Lage, Laminat (S. 107) | | Korallen |
| | Schrägschichtung | | Echiniden |
| | Rippelmarken, asymmetrisch (S. 107) | | Brachiopoden |
| | Quarzsand (S. 49) | | Muscheln |
| | Glaukonit (S. 18 und 50) | | Foraminiferen |
| | Glaukonit, in Fucoiden von 5-10mm ø konzentriert (S. 54) | | rekazitierter Dolomit (S. 16) |
| | Eisenoide (S. 46) | | Trace eines Detailprofils |
| | Bahamide (S. 31) | | Trace einer Mächtigkeitsbestimmung |
| | Ooide (S. 31) | | |

